



TESIS - SF092006

**ANALISA ANISOTROPI STRUKTUR MANTEL ATAS
DI SUMATRA BERDASARKAN *SHEAR-WAVE
SPLITTING***

ARYA DWI CANDRA
1113201007

DOSEN PEMBIMBING
Prof. Dr. rer.nat. Bagus Jaya Santosa, SU.

PROGRAM MAGISTER
BIDANG KEAHLIAN GEOFISIKA
JURUSAN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER
SURABAYA
2015



THESIS - SF092006

ANISOTROPY ANALYSIS OF UPPER MANTLE STRUCTURE IN SUMATRA BASED ON SHEAR- WAVE SPLITTING

ARYA DWI CANDRA
1113201007

SUPERVISOR
Prof. Dr. rer.nat. Bagus Jaya Santosa, SU.

MAGISTER PROGRAM
STUDY ON GEOPHYSICS
DEPARTMENT OF PHYSICS
FACULTY OF MATHEMATICS AND NATURAL SCIENCES
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER
SURABAYA
2015

**Tesis disusun untuk memenuhi salah satu syarat memperoleh gelar
Magister Sains (M.Si)**

di

Institut Teknologi Sepuluh Nopember

oleh:

Arya Dwi Candra

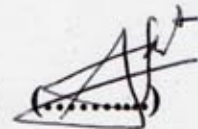
NRP 1113201007

Tanggal Ujian: 29 Mei 2015

Periode Wisuda: September 2015

Disetujui oleh:

1. **Prof. Dr. rer.nat. Bagus Jaya Santosa, S.U. (Pembimbing)**
NIP 19620802 198701 1 001



2. **Dr. rer.nat. Eko Minarto, M.Si (Penguji I)**
NIP. 19750205 199903 1 004



3. **Dr. rer.nat. Bintoro Anang Subagyo, M.Si (Penguji II)**
NIP. 19790719 200501 1 015



Direktur Program Pascasarjana,

Prof. Dr. Ir. Adi Soeprijanto, M.T

NIP 19640405 199002 1 001

ANALISA ANISOTROPI STRUKTUR MANTEL ATAS DI SUMATRA BERDASARKAN *SHEAR-WAVE SPLITTING*

Nama mahasiswa : Arya Dwi Candra
NRP : 1113201007
Pembimbing : Prof. Dr. rer.nat. Bagus Jaya Santosa, SU.

ABSTRAK

Struktur geologi dari pulau Sumatra berada pada pertemuan dua lempeng besar, yaitu lempeng Indo-Australia dan lempeng Eurasia. Hal ini menyebabkan Sumatra menjadi salah satu wilayah dengan gejala seismik paling aktif di dunia. Analisis *shear-wave splitting* dilakukan untuk mengamati anisotropi struktur lapisan mantel atas wilayah Sumatra. Data pengamatan diperoleh dari 35 stasiun BMKG dari jaringan GFZ (*Geo Forschungs Zentrum*) yang berada di Pulau Sumatra dengan besar *magnitude* lebih dari 6.3 Mw dan rentang jarak episentral 85°-140°. Pengukuran *shear-wave splitting* dilakukan dengan menggunakan program *Splitlab* berdasarkan tiga metode secara simultan, yaitu metode *minimum energy* (SC), *rotation-correlation* (RC) dan *eigenvalue* (EV). Dari hasil pengukuran *shear-wave splitting* di wilayah *forearc* (kepulauan Mentawai) dan sesar Sumatra menunjukkan dua lapisan anisotropi. Pada lapisan pertama, arah polarisasi cepat dominan adalah sejajar dengan palung/sesar dengan waktu delay berkisar antara 0.5-0.9 s yang diduga disebabkan oleh *shear-strain* akibat dari sesar Mentawai dan sesar Sumatra. Pada lapisan kedua, arah polarisasi cepat dominan adalah tegak lurus palung/sesar dengan waktu delay berkisar antara 1.1-1.9 s yang diperkirakan disebabkan oleh pergerakan lempeng subduksi pada lapisan mantel.

Kata kunci : *Shear-wave splitting*, Anisotropi seismik, *Splitlab*, Sumatra

ANISOTROPY ANALYSIS OF UPPER MANTLE STRUCTURE IN SUMATRA BASED ON SHEAR-WAVE SPLITTING

By : Arya Dwi Candra

Student Identity Number : 1113201007

Supervisor : Prof. Dr. rer.nat. Bagus Jaya Santosa, SU.

ABSTRACT

The geological structure of Sumatra island is located at the confluence of two large plates, the Indo-Australian and the Eurasian plate. This makes Sumatra become one of the regions with the most active seismic phenomenon in the world. Analysis of shear-wave splitting conducted to observe the anisotropy of upper mantle structure in the Sumatra. Data obtained from 35 BMKG stations from GFZ network (*Geo Forschungs Zentrum*) on the Sumatra with magnitude more than 6.3 Mw and epicentral distance range 85°-140°. Shear-wave splitting measurements were performed using *Splitlab* based on three methods simultaneously, the Minimum Energy (SC), the Rotation-Correlation (RC) and the Eigenvalue (EV) methods. From the results of shear-wave splitting measurements in the forearc region (Mentawai islands) and the Sumatra fault zone exhibit two layers of anisotropy. In the first layer, the predominant fast direction polarization is parallel to the trench/fault with the delay time ranges between 0.5-0.9 s are suspected to be caused by shear-strain as a result of the Mentawai fault and Sumatra fault zones. In the second layer, the predominant fast direction polarization is perpendicular to the trench/fault with the delay time ranging between 1.1-1.9 s are estimated to be caused by the movement of plate subduction on the mantle wedge.

Keywords : Shear-wave splitting, Seismic anisotropy, *Splitlab*, Sumatra

Halaman ini sengaja dikosongkan

KATA PENGANTAR

Alhamdulillah, puji syukur kehadiran Allah SWT yang melimpahkan segala rahmat dan karunia-Nya, sehingga penulis dapat menyelesaikan tesis yang menjadi salah satu syarat untuk memperoleh gelar Magister Sains (M.Si) di Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya.

Tesis yang berjudul “Analisa Anisotropi Struktur Mantel Atas di Sumatra Berdasarkan *Shear-Wave Splitting*” ini disusun sebagai salah satu syarat untuk menyelesaikan pendidikan tahap Pasca Sarjana di Bidang Studi Geofisika, Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya.

Penulis menyadari bahwasanya dalam menyelesaikan tesis ini tidak lepas dari peranan berbagai pihak yang telah banyak memberikan bantuan, bimbingan dan motivasi. Maka dalam kesempatan ini, dengan segala kerendahan hati dan kebesaran jiwa, penulis ingin mengucapkan terima kasih kepada:

1. Prof. Dr.rer.nat. Bagus Jaya Santosa, SU, sebagai dosen pembimbing Tesis sekaligus dosen wali penulis atas waktu, kritik, saran, dan seluruh wujud bimbingan yang diberikan.
2. Dr. rer.nat. Eko Minarto, M.Si dan Dr.rer.nat. Bintoro Anang Subagyo, M.Si selaku dosen penguji atas waktu, kritik, dan saran yang diberikan.
3. Segenap dosen dan karyawan Jurusan Fisika di Institut Teknologi Sepuluh Nopember yang telah banyak memberikan kemudahan dalam belajar.
4. Kedua orang tua penulis (Bapak Rawi Sunarko dan Ibu Suniti) serta kakak tercinta (Anita Widia Retna) yang telah memberikan nasehat, doa, dan motivasi yang tiada hentinya kepada penulis.
5. Tika Resti Pratiwi untuk semua doa, perhatian, pengertian, motivasi dan dukungan yang telah diberikan.
6. Segenap Keluarga Lab Geofisika ITS (Pak Kiswanto, Mas Sungkono, Mas Miftah, Mbak Yekti, Mas Alwi, Wahyu, Miftah, Pepi, Okok, Asdi, Jordan, Dharma, Wisnu, Aris) terima kasih atas bantuan dan kebersamaannya.

7. Teman-teman seperjuangan di Pascasarjana Fisika ITS 2013 terima kasih atas kebersamaannya dan motivasinya.

Penulis menyadari bahwa tesis ini masih jauh dari kesempurnaan. Oleh karena itu, penulis mengharapkan masukan berupa kritik dan saran dari semua pihak untuk memperbaikinya.

Akhir kata, penulis berharap agar tesis ini dapat memberikan manfaat bagi semua pihak yang membutuhkan.

Surabaya, Mei 2015

Penulis

DAFTAR ISI

ABSTRAK	i
KATA PENGANTAR	v
DAFTAR ISI	vii
DAFTAR GAMBAR	ix
DAFTAR TABEL	xi
BAB 1	1
PENDAHULUAN	1
1.1 Latar Belakang.....	1
1.2 Rumusan Masalah.....	2
1.3 Tujuan dan Manfaat Penelitian.....	2
1.4 Batasan Masalah	3
BAB 2	5
KAJIAN PUSTAKA	5
2.1 Kondisi Geologi di Sumatra	5
2.2 Elastisitas Linier dan Penjalaran Gelombang Seismik	7
2.2.1 Medium Isotropik	7
2.2.2 Medium Anisotropi	13
2.3 Anisotropi Seismik	16
2.4 <i>Shear-Wave Splitting</i> dari Fase SKS	16
2.5 Metode Inversi dari <i>Shear-Wave Splitting</i>	21
BAB 3	23
METODOLOGI PENELITIAN	23
3.1 Lokasi Penelitian	23
3.2 Instrumen Penelitian	23

3.2.1	Alat	23
3.2.2	Data	23
3.3	Rancangan Penelitian	24
3.4	Akuisisi Data.....	25
3.5	Analisis dan Interpretasi Data	27
BAB 4		33
HASIL DAN PEMBAHASAN		33
4.1	Hasil Analisis Teleseismik <i>Shear-Wave Splitting</i>	33
4.2	Pembahasan <i>Shear-Wave Splitting</i>	37
4.2.1	Wilayah <i>Forearc</i>	38
4.2.2	Wilayah Sesar Sumatra	39
4.2.3	Wilayah <i>Backarc</i>	40
4.2.4	Perubahan Geometri	40
BAB 5		43
KESIMPULAN DAN SARAN		43
5.1	Kesimpulan	43
5.2	Saran.....	43
DAFTAR PUSTAKA		45
LAMPIRAN-LAMPIRAN		49
LAMPIRAN 1: STASIUN PEREKAM GEMPA		49
LAMPIRAN 2: DATA <i>EVENT</i> TELESEISMIK		51
LAMPIRAN 3: CONTOH HASIL PENGOLAHAN MENGGUNAKAN <i>SPLITLAB</i>		53
LAMPIRAN 4: HASIL PERMODELAN STEREO PLOT		57
LAMPIRAN 5: TABEL HASIL PERHITUNGAN <i>SHEAR-WAVE SPLITTING</i>		71

DAFTAR TABEL

Tabel 3.1 <i>Event</i> Gempa yang Digunakan dalam Penelitian.....	25
Tabel 4.1 Hasil Pengukuran <i>Shear-Wave Splitting</i>	36

Halaman ini sengaja dikosongkan

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1 Lempeng Tektonik Wilayah Indonesia. Garis Vektor Menunjukkan Kecepatan Relatif Pasangan Lempeng Tektonik (McCaffrey, 2009). 5	
Gambar 2.2 Lempeng Tektonik Sumatra (McCaffrey, 2009).....7	
Gambar 2.3 Ilustrasi Medium TI (a) Arah Penjalaran Gelombang pada Sumbu x_1 .	
(b) Arah Penjalaran Gelombang pada Sumbu x_3 (Stein dan Wysession, 2003).14	
Gambar 2.4 Perbandingan Penjalaran Gelombang P dan S pada Medium Isotropi dan Anisotropi (Savage, 1999). (b) Perambatan Gelombang S dari Medium Isotropi Melewati Medium Anisotropi (Balok) Menghasilkan Fenomena <i>Shear-Wave Splitting</i> sehingga Terpolarisasi menjadi Komponen <i>Fast</i> (Biru) dan <i>Slow</i> (Merah) (http://garnero.asu.edu/research_images).....17	
Gambar 2.5 Travel Path dari Fase Seismik yang Paling Sering Digunakan untuk Pengukuran <i>Shear-Wave Splitting</i> (http://garnero.asu.edu/research_images).....18	
Gambar 2.6 Sistem Koordinat Digunakan untuk Menjelaskan Penjalaran Anisotropi: Sistem Koordinat Gelombang (R, T, Z) Diputar ke Sistem Koordinat Geografi (N, E, D) dengan Azimuth α dan Sistem Anisotropi di Nyatakan dengan Sumbu f dan s.....19	
Gambar 3.1 Diagram Alir Penelitian.24	
Gambar 3.2 Stasiun Tempat Penelitian di Wilayah Sumatra. Data Diperoleh dari Stasiun GFZ.....26	
Gambar 3.3 Jendela Kerja Program <i>Splitlab</i>27	
Gambar 3.4 Distribusi Episenter sebagai Fungsi <i>Back Azimuth</i> dan Jarak Episentral dari Data Teleseismik yang Digunakan pada Penelitian.28	
Gambar 3.5 <i>Database Event</i> Teleseismik yang Digunakan pada Penelitian Ini....29	
Gambar 3.6 Peta Lokasi dari Event Gempa dan Stasiun Pengamat.....30	

Gambar 4.1 Penampil Seismogram Setelah di Ubah ke Dalam Koordinat LTQ (Radial, Transversal, Dan Vertikal) dan Dilakukan Band Pass Filter.....	33
Gambar 4.2 Contoh Hasil Pengukuran <i>Shear-Wave Splitting</i>	34
Gambar 4.3 Contoh Hasil Permodelan Stereo Plot. (a) Hasil Pengukuran Satu Lapisan (Single Layer). (b) Hasil Pengukuran Dua Lapisan (Double Layer).....	35
Gambar 4.4 Peta Hasil Pengukuran <i>Shear-Wave Splitting</i> di Wilayah Sumatra. Hasil Pengukuran di Representasikan Sebagai Garis Tebal, Warna Kuning untuk Lapisan Atas (atau Satu Lapisan) dan Warna Biru untuk Lapisan Bawah.....	37
Gambar 4.5 Ilustrasi dari Jenis-Jenis Anisotropi yang Teramati di Wilayah Sumatra (Collings et al., 2013).	39

BAB 1

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Perkembangan ilmu tentang seismologi sudah sangat berkembang pesat saat ini. Seismologi memegang peran penting dalam proses kehidupan umat manusia di bumi yang erat kaitannya dengan gejala gempa bumi. Gempa bumi memberikan kesempatan bagi manusia untuk dapat mempelajari struktur interior bumi dengan menggunakan pendekatan metode geofisika. Berbagai macam metode geofisika dikembangkan untuk menganalisis gempa bumi yang terjadi di suatu tempat sehingga dapat mendeskripsikan struktur interior bumi.

Pulau Sumatra merupakan salah satu bagian dari kepulauan Indonesia yang memiliki kondisi geologi yang unik karena berada pada daerah tumbukan dua lempeng besar, yaitu lempeng Indo-Australia di bagian selatan dan lempeng Eurasia di bagian utara. Pertemuan dua lempeng ini menyebabkan wilayah ini menjadi salah satu tempat dengan gejala seismik yang paling aktif di dunia. Hal ini menyebabkan Sumatra menjadi wilayah yang paling ideal untuk mempelajari dinamika subduksi menggunakan teknik pencitraan seismik (Hammond et al., 2010).

Pada umumnya analisa kegempaan mengasumsikan bahwa lapisan bumi bersifat isotropi, akan tetapi kebanyakan batuan penyusun lapisan bumi bersifat anisotropi. Hal ini menjadi sangat penting bagi para peneliti untuk dapat menganalisis anisotropi lapisan bumi. Salah satu metode geofisika yang dapat digunakan untuk menganalisa anisotropi suatu lapisan bumi adalah metode *shear-wave splitting*.

Analisis *shear-wave splitting* merupakan salah satu metode yang paling populer untuk menginterpretasi anisotropi seismik. Sejak tahun 1990, analisa *shear-wave splitting* telah banyak diaplikasikan pada studi tentang seismologi untuk mendeteksi anisotropi di dalam bumi (Bowman and Ando, 1987; Currie et al., 2004; Hammond et al., 2010; Silver and Chan, 1991; Vinnik et al., 1989). *Shear-wave splitting* terjadi ketika suatu gelombang S merambat melewati sebuah media

anisotropik sehingga terbagi menjadi dua komponen terpolarisasi yang saling tegak lurus, yaitu *fast component* dan *slow component*. Pengukuran *shear-wave splitting* memberikan informasi langsung tentang proses dinamis, seperti pergerakan mantel, dan akumulasi regangan akibat peristiwa deformasi sebelumnya. Analisis *shear-wave splitting* memungkinkan kita untuk mempelajari sifat anisotropi struktur geologi dari lapisan mantel bumi.

Analisis *shear-wave splitting* dalam penelitian ini menggunakan program *Splitlab* (Wüstefeld et al., 2008). Program ini mencari data pergeseran partikel dan menyediakan waktu delay (δt) serta arah polarisasi *fast component* (ϕ) dari gelombang geser. Program *Splitlab* bekerja dengan menggunakan tiga metode yang berbeda secara simultan dan menampilkan *grid searches* untuk nilai ϕ dan δt dari gelombang geser. Penggunaan *Splitlab* memungkinkan untuk mengetahui nilai ϕ dan δt untuk setiap stasiun dan menggambarkan peta yang menunjukkan anisotropi dari mantel atas.

Dalam studi ini, digunakan data teleseismik dari stasiun BMKG di wilayah Sumatra untuk menguji model sumber anisotropi struktur mantel atas. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk menganalisis gelombang geser di setiap stasiun pengamat dari pemanfaatan arah polarisasi rambat gelombang sehingga memberikan informasi tentang media anisotropi pada lokasi penelitian.

1.2 Rumusan Masalah

Masalah yang ditekankan pada penelitian ini dapat diklasifikasikan sebagai berikut:

1. Bagaimana anisotropi struktur mantel atas di daerah Sumatra?
2. Bagaimana dinamika pergerakan lempeng tektonik di daerah Sumatra?

1.3 Tujuan dan Manfaat Penelitian

Penelitian ini bertujuan untuk:

1. Menentukan anisotropi struktur mantel atas di daerah Sumatra.
2. Menentukan dinamika pergerakan lempeng tektonik di daerah Sumatra.

Penelitian ini diharapkan mampu menjadi acuan penelitian-penelitian selanjutnya perihal topik yang berkaitan, dan yang terpenting adalah mampu memberikan informasi untuk para ahli dalam mengatasi bencana terkait pergerakan lempeng tektonik di daerah Sumatra.

1.4 Batasan Masalah

Pada penelitian ini diberikan batasan untuk memperoleh hasil yang lebih fokus dan maksimal. Batasan masalah dalam penelitian ini sebagai berikut:

1. Data yang digunakan merupakan data teleseismik dari stasiun BMKG di wilayah Sumatra melalui jaringan GFZ (<http://www.webdc.eu/webdc3/>) selama Januari 2012- Desember 2013 dengan *magnitude* lebih dari 6.3 Mw dan jarak episentral antara 85°-130°.
2. Analisa *shear-wave splitting* dilakukan menggunakan program *SplitLab*.

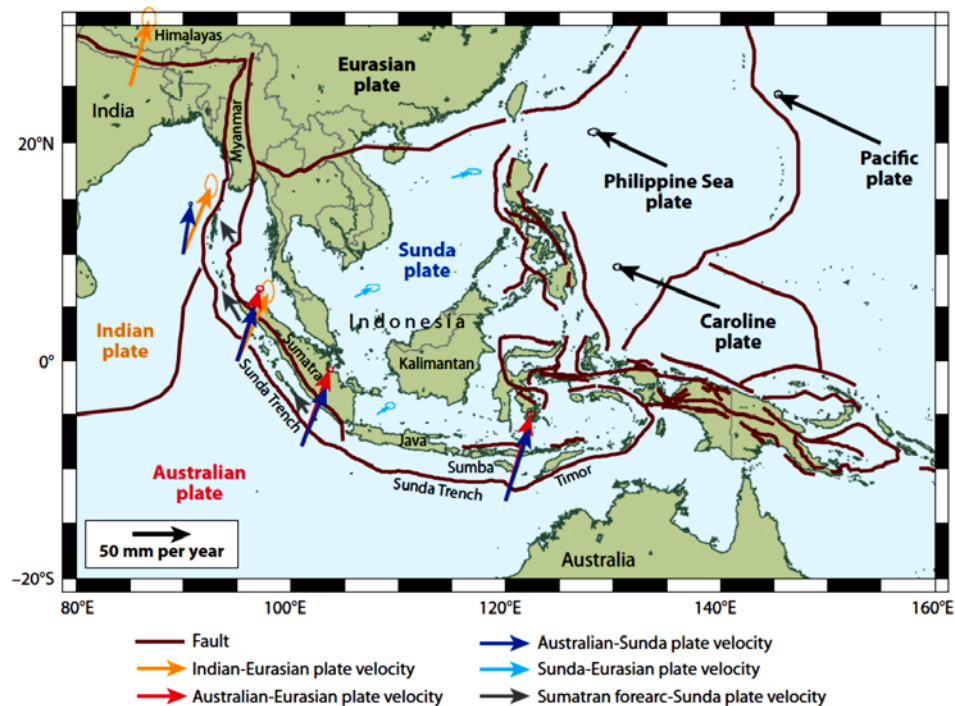
Halaman ini sengaja dikosongkan

BAB 2

KAJIAN PUSTAKA

2.1 Kondisi Geologi di Sumatra

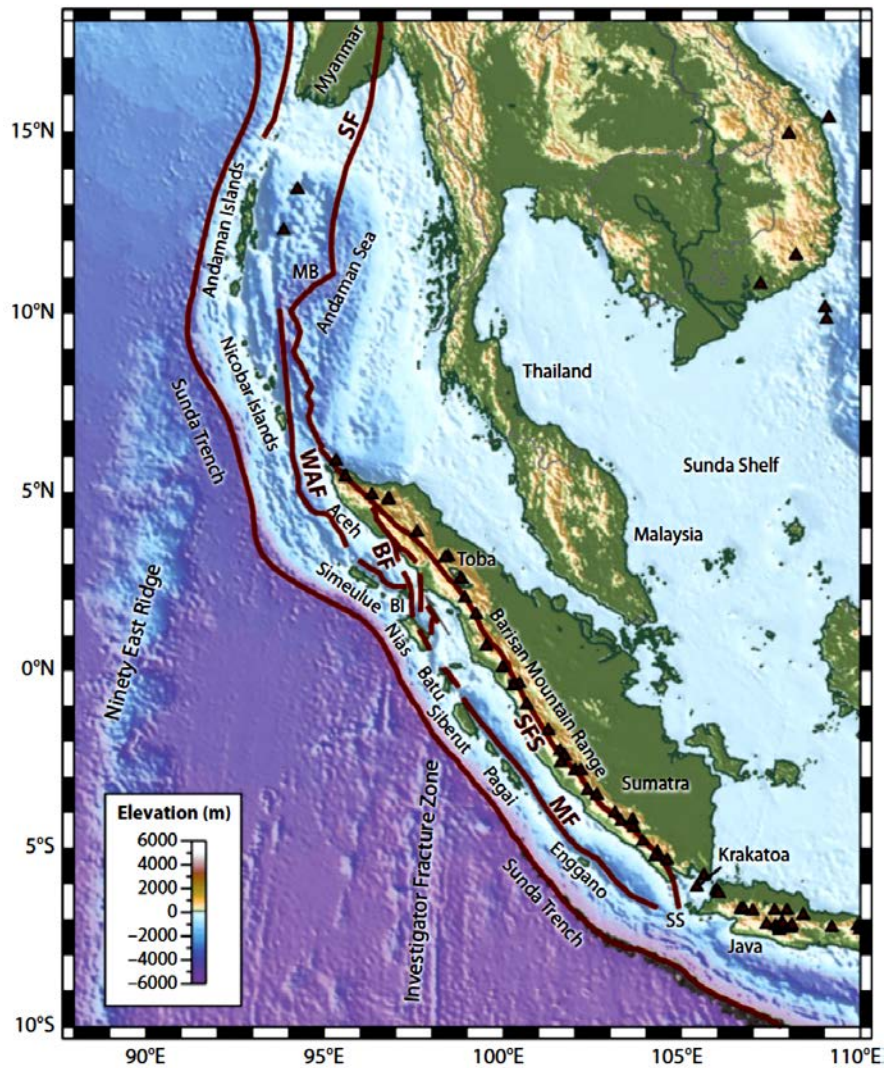
Sumatra merupakan salah satu pulau yang terletak di bagian barat Indonesia. Interpretasi tentang lempeng tektonik wilayah Sumatra pertama kali dilakukan oleh Hamilton (1974, 1979). Hasil interpretasinya menghasilkan pandangan baru tentang sistem tektonik wilayah Sumatra yang sekarang diterima oleh sebagian besar ahli geologi dunia. Hamilton (1974, 1979) menyatakan bahwa zona subduksi di barat daya Sumatra merupakan bagian dari sabuk konvergen panjang yang membentang dari selatan Himalaya melewati Myanmar, kemudian ke arah selatan melewati pulau Andaman, Nikobar, kepulauan Sumatra, selatan Jawa, Sunda, Sumba, dan Timor, serta kemudian mengarah ke utara, seperti ditunjukkan pada Gambar 2.1.



Gambar 2.1 Lempeng Tektonik Wilayah Indonesia. Garis Vektor Menunjukkan Kecepatan Relatif Pasangan Lempeng Tektonik (McCaffrey, 2009).

Zona subduksi yang berada pada lepas pantai Sumatra secara umum disebut sebagai zona subduksi Sunda, tetapi sering juga disebut zona subduksi Sumatra yang mengacu pada bentangannya yang berada di lepas pantai pulau Sumatra, seperti ditunjukkan pada Gambar 2.2. Pulau Sumatra terletak di bagian tepi Sunda kontinental dan mengandung batuan granit berusia sekitar 240 Ma (Mega-annum) (Hamilton, 1979). Secara sederhana, dari timur laut ke barat daya, geologi pulau itu ditandai dengan cekungan sedimen yang mengandung minyak di timur laut, pegunungan Barisan (Gambar 2.2), yang meliputi busur vulkanik dan sesar Sumatra, sepanjang pulau dekat barat daya pantai, cekungan busur lepas pantai, busur tinggi (kepulauan Simeulue-Enggano), palung yang dalam, dan penunjaman lempeng samudera (McCaffrey, 2009). Hamilton (1979) menjelaskan bahwa Sumatra itu dibelah dari ujung utara Australia (utara dari New Guinea) selama Zaman *triasic* sampai awal Zaman *jurassic* (~200-250 Ma). Pulau Sumatra menjadi tepian benua yang stabil sejak saat itu sampai subduksi dimulai pada Zaman *cretaceous* (mungkin ~100 Ma).

Pulau Sumatra merupakan salah satu bagian dari kepulauan Indonesia yang memiliki kondisi geologi yang unik. Pulau Sumatra tersusun atas dua bagian utama, sebelah barat didominasi oleh lempeng samudra, sedangkan sebelah timur didominasi oleh lempeng benua. Hamilton (1979) menjelaskan bahwa berdasarkan pengukuran gravitasi, magnetik, dan seismik diperoleh ketebalan lempeng samudra sekitar 20 kilometer, sedangkan ketebalan lempeng benua sekitar 40 kilometer. Pulau Sumatra berada pada daerah tumbukan antara dua lempeng besar, yaitu lempeng Indo-Australia di bagian selatan dan lempeng Eurasia di bagian utara. Pertemuan dua lempeng ini menyebabkan wilayah ini menjadi salah satu tempat dengan gejala seismik yang paling aktif di dunia. Hal ini menyebabkan Sumatra menjadi wilayah yang paling ideal untuk mempelajari dinamika subduksi menggunakan teknik pencitraan seismik (Hammond et al., 2010).



Gambar 2.2 Lempeng Tektonik Sumatra (McCaffrey, 2009).

2.2 Elastisitas Linier dan Penjalaran Gelombang Seismik

2.2.1 Medium Isotropik

Gelombang seismik adalah gelombang elastik yang disebabkan oleh pelepasan energi dari gempa bumi yang merambat di dalam bumi. Bumi merupakan medium perambatan gelombang dengan sifat fisis yang berbeda untuk setiap fase lapisannya (heterogen). Adanya keheterogenan dari sifat medium ini menyebabkan energi gelombang seismik yang merambat akan dipantulkan dan lainnya akan diteruskan ke medium di bawahnya (Telford, 1990).

Berdasarkan cara perambatannya, gelombang seismik dapat dibedakan menjadi dua yaitu gelombang badan (*body waves*) dan gelombang permukaan (*surface waves*). Gelombang badan adalah gelombang yang merambat pada medium di bawah permukaan bumi. Kecepatan gelombang badan tergantung dari densitas dan elastisitas dari medium yang dilewati. Gelombang ini terdiri dari dua gelombang yaitu gelombang P (primer) dan S (sekunder). Gelombang P merambat dengan gerakan partikel yang sejajar dengan arah perambatan gelombangnya. Sedangkan gelombang S merambat dengan gerakan partikel yang tegak lurus terhadap arah perambatan gelombangnya.

Gelombang P merupakan gelombang kompresi yang disebabkan oleh eksitasi gempa bumi yang merambat dengan gerakan partikel yang sejajar dengan arah perambatan gelombangnya. Penjalaran dapat terjadi pada medium yang berwujud padat, cair dan gas dengan kecepatan berkisar 6-7 km/detik di kerak bumi dan sekitar 8- 8,85 km/detik di selimut bumi bagian atas. Gelombang P merupakan gelombang yang pertama kali sampai di alat pencatat gempa (seismogram) sehingga sering disebut gelombang primer (Howell, Jr., 1959). Kecepatan gelombang P (V_p) dari hubungannya dengan konstanta elastisitas dan parameter-parameter fisis, dirumuskan sebagai berikut:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + \frac{4\mu}{3}}{\rho}} \quad (2.1)$$

Sedangkan hubungan modulus rigiditas dengan konstanta elastis yang lainnya sebagaimana persamaan berikut:

$$\mu = \frac{E}{2(1+\nu)} \quad (2.2)$$

dengan

$$\lambda = \frac{\nu E}{(1+\nu)(1-2\nu)} \quad (2.3)$$

Dengan V_p merupakan kecepatan gelombang P, μ adalah modulus rigiditas, k adalah modulus bulk, ρ adalah densitas, λ adalah konstanta elastisitas volume, E adalah modulus Young, dan ν adalah rasio Poisson.

Gelombang S merupakan gelombang seismik akibat eksitasi gempa bumi yang merambat dengan gerakan partikel yang tegak lurus terhadap arah perambatan gelombangnya. Kecepatan penjalaran gelombang S lebih rendah dibandingkan dengan gelombang P. Gelombang ini hanya dapat merambat melalui benda padat. Bila melewati benda cair atau gas, gelombang ini hilang atau tidak akan tercatat pada seismograf. Hal ini karena nilai modulus rigiditas pada gelombang S umumnya akan bernilai nol jika melalui medium cair atau gas, sehingga berdasarkan nilai kecepatan gelombang S akan menjadi nol juga. Adapun kecepatannya hanya 2/3 dari kecepatan gelombang primer, atau sekitar 2-6 km/detik. Karena itu sering disebut gelombang sekunder dimana gelombang ini sampai di alat pencatat gelombang setelah gelombang primer (Howell, Jr., 1959). Kecepatan gelombang S (V_s) disajikan oleh persamaan 2.4 (Gubbins, 1990):.

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.4)$$

dengan

V_s = kecepatan gelombang S

ρ = densitas

μ = modulus rigiditas

Gelombang permukaan adalah gelombang seismik yang merambat pada permukaan bumi saja dan bergerak lebih lambat dibandingkan dengan gelombang badan. Kecepatannya tergantung dari frekuensi rambat gelombang yang dihasilkan oleh gempa bumi.

Perambatan gelombang seismik pada medium dipengaruhi oleh elastisitas dari medium itu sendiri. Elastisitas suatu medium harus diketahui dalam analisa karakteristik perambatan gelombang seismik dalam medium anisotropi. Hubungan faktor geser (tegangan dan regangan) ketika gelombang merambat dibahas dalam hukum Hooke, dimana tegangan mempunyai hubungan linier terhadap regangan. Hubungan linier antara tegangan dan regangan untuk medium pada material zat padat (sepanjang *strain* medium masih kecil) dinyatakan sebagai berikut (Babuska dan Cara, 1991; Stein dan Wyssession, 2003):

$$\frac{\partial \varepsilon_{ij}}{\partial \varepsilon_{kl}} = \delta_{ik} \delta_{jl} \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial \varepsilon_{ij}}{\partial \varepsilon_{kl}} = \frac{1}{2} (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{kj}) \quad (2.6)$$

Dengan menggunakan persamaan diatas, kemudian menghitung σ_{ij} sebagai berikut:

$$\sigma_{ij} = \frac{\partial \hat{\psi}}{\partial \varepsilon_{ij}} \quad (2.7)$$

$$= \frac{\partial \hat{\psi}}{\partial \varepsilon_{ij}} \left(\frac{1}{2} C_{klmn} \varepsilon_{kl} \varepsilon_{mn} \right) \quad (2.8)$$

$$= \frac{1}{2} C_{klmn} \left(\frac{\partial \varepsilon_{kl}}{\partial \varepsilon_{ij}} \varepsilon_{mn} + \varepsilon_{kl} \frac{\partial \varepsilon_{mn}}{\partial \varepsilon_{ij}} \right) \quad (2.9)$$

$$= \frac{1}{2} C_{klmn} (\delta_{ki} \delta_{lj} \varepsilon_{kl} + \varepsilon_{kl} \delta_{mi} \delta_{nj}) \quad (2.10)$$

$$= \frac{1}{2} (C_{ijmn} \varepsilon_{mn} + C_{ijkl} \varepsilon_{kl}) \quad (2.11)$$

Jika $C_{kl ij} = C_{ij kl}$, maka diperoleh:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl} \quad (2.12)$$

dengan ε_{kl} adalah tensor regangan, C_{ijkl} disebut tensor kekakuan yang terdiri dari 81 suku yang dideskripsikan sebagai sifat elastis medium. Tensor kekakuan memiliki simetri minor hasil dari tensor tegangan dan regangan sebagai berikut:

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ji} \Rightarrow C_{j i k l} = C_{i j k l} \quad (2.13)$$

Pembuktian secara umum dinyatakan sebagai berikut:

Berdasarkan hukum Hooke diperoleh

$$\sigma_{21} = C_{21kl} \varepsilon_{kl}, \sigma_{12} = C_{12kl} \varepsilon_{kl} \quad (2.14)$$

Dan dari kesimetrian dari tensor tegangan diperoleh

$$\sigma_{21} = \sigma_{12} \Rightarrow \text{sehingga } C_{21kl} \varepsilon_{kl} = C_{12kl} \varepsilon_{kl} \quad (2.15)$$

Serta, diperoleh $(C_{21kl} - C_{12kl}) \varepsilon_{kl} = 0 \Rightarrow \text{sehingga } C_{21kl} = C_{12kl}$.

Hal ini mengurangi jumlah konstanta dari $81 = 3 \times 3 \times 3 \times 3 \Rightarrow 54 = 6 \times 3 \times 3$. Dengan cara yang sama dapat diperoleh kesimetrian dari tensor regangan sebagai berikut:

$$\varepsilon_{ij} = \varepsilon_{ji} \Rightarrow C_{ijkl} = C_{ijlk} \quad (2.16)$$

Persamaan diatas dapat mengurangi jumlah konstanta menjadi $36 = 6 \times 6$. Untuk mengurangi jumlah konstanta lainnya kemudian digunakan persamaan sebagai berikut:

$$\sigma_{ij} = \frac{\partial \hat{\psi}}{\partial \varepsilon_{ij}} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl} \quad (2.17)$$

$$\frac{\partial^2 \hat{\psi}}{\partial \varepsilon_{mn} \partial \varepsilon_{ij}} = \frac{\partial}{\partial \varepsilon_{mn}} (C_{ijkl} \varepsilon_{kl}) \quad (2.18)$$

$$C_{ijkl} \delta_{km} \delta_{ln} = \frac{\partial^2 \hat{\psi}}{\partial \varepsilon_{mn} \partial \varepsilon_{ij}} \quad (2.19)$$

$$C_{ijmn} = \frac{\partial^2 \hat{\psi}}{\partial \varepsilon_{mn} \partial \varepsilon_{ij}} \quad (2.20)$$

Dengan asumsi kesetaraan parsial campuran, diperoleh:

$$C_{ijkl} = \frac{\partial^2 \hat{\psi}}{\partial \varepsilon_{kl} \partial \varepsilon_{ij}} = \frac{\partial^2 \hat{\psi}}{\partial \varepsilon_{ij} \partial \varepsilon_{kl}} = C_{klij} \quad (2.21)$$

Hal tersebut mengurangi jumlah konstanta menjadi 21. Material elastis linier isotropik secara umum memiliki 21 konstanta. Hubungan antara tegangan dan regangan dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} \\ \sigma_{22} \\ \sigma_{33} \\ \sigma_{44} \\ \sigma_{55} \\ \sigma_{66} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} C_{1111} & C_{1122} & C_{1133} & C_{1123} & C_{1113} & C_{1112} \\ & C_{2222} & C_{2233} & C_{2223} & C_{2213} & C_{2212} \\ & & C_{3333} & C_{3323} & C_{3313} & C_{3312} \\ & & & C_{2323} & C_{2313} & C_{2312} \\ & & & & C_{1313} & C_{1312} \\ & & & & & C_{1212} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \varepsilon_{11} \\ \varepsilon_{22} \\ \varepsilon_{33} \\ \varepsilon_{44} \\ \varepsilon_{55} \\ \varepsilon_{66} \end{bmatrix} \quad (2.22)$$

Simetri

Berdasarkan representasi Voigt, tensor C_{ijkl} dapat diubah dari tensor $3 \times 3 \times 3 \times 3$ menjadi matriks C_{mn} 6×6 sebagai berikut:

$$\begin{aligned}
C_{mn} &= \begin{bmatrix} C_{1111} & C_{1122} & C_{1133} & C_{1123} & C_{1113} & C_{1112} \\ C_{2211} & C_{2222} & C_{2233} & C_{2223} & C_{2213} & C_{2212} \\ C_{3311} & C_{3322} & C_{3333} & C_{3323} & C_{3313} & C_{3312} \\ C_{2311} & C_{2322} & C_{2333} & C_{2323} & C_{2313} & C_{2312} \\ C_{1311} & C_{1322} & C_{1333} & C_{1323} & C_{1313} & C_{1312} \\ C_{1211} & C_{1222} & C_{1233} & C_{1223} & C_{1213} & C_{1212} \end{bmatrix} \\
&= \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{41} & C_{42} & C_{43} & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ C_{51} & C_{52} & C_{53} & C_{54} & C_{55} & C_{56} \\ C_{61} & C_{62} & C_{63} & C_{64} & C_{65} & C_{66} \end{bmatrix} \quad (2.23)
\end{aligned}$$

Dimana C_{mn} adalah simetri diagonal, dengan $C_{12} = C_{21}$, $C_{13} = C_{31}$, $C_{14} = C_{41}$, $C_{15} = C_{51}$, $C_{16} = C_{61}$, $C_{23} = C_{32}$, $C_{24} = C_{42}$, $C_{25} = C_{52}$, $C_{26} = C_{62}$, $C_{34} = C_{43}$, $C_{35} = C_{53}$, $C_{36} = C_{63}$, $C_{45} = C_{54}$, $C_{46} = C_{64}$, $C_{56} = C_{65}$. Sehingga jumlah konstanta elastis bebas menjadi 21.

Pada kasus isotropi, terdapat dua konstanta bebas yang merupakan bentuk simetri yang paling sederhana. Hal ini menyatakan bahwa perambatan gelombang seismik (gelombang P dan S) memiliki nilai yang sama untuk ke semua arah. Matriks kekakuan disederhanakan menjadi dua konstanta elastis bebas dari 21 konstanta sebagai berikut:

$$C_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}) \quad (2.24)$$

dengan λ dan μ disebut sebagai parameter Lamé dan δ adalah delta Kronecker (bernilai 1 bila $i=j$, dan 0 bila $i \neq j$). μ juga disebut sebagai modulus Shear, sehingga matriksnya menjadi:

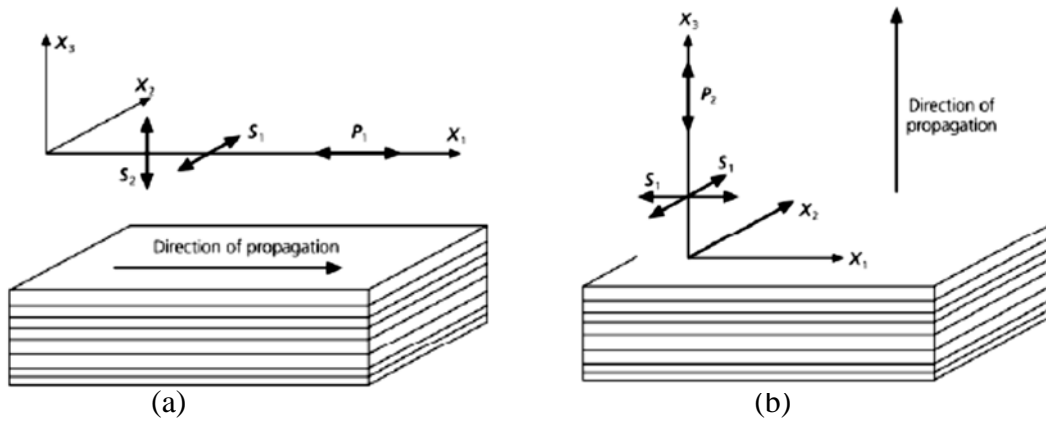
$$C_{mn} = \begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{bmatrix} \quad (2.25)$$

2.2.2 Medium Anisotropi

Pada sebagian besar model seismologi, bumi diasumsikan sebagai medium isotropik yang mengakibatkan sifat fisis tidak bergantung pada arah direksionalnya. Bagaimanapun juga, faktanya kristal dan sebagian besar material yang diamati adalah anisotropik, dengan sifat elastis yang bergantung pada arah direksionalnya. Ini berarti bahwa kecepatan gelombang seismik merambat melalui bahan anisotropik tergantung pada arah perambatannya (Stein dan Wysession, 2003).

Bentuk sederhana dari anisotropi dapat ditemukan pada media dengan tumpukan lapisan isotropik paralel, karena kekuatan materi tersebut berbeda antara arah sejajar dengan arah tegak lurus lapisan (Babuska dan Cara, 1991). Jenis anisotropi (*transversely isotropy*) telah dianggap sebagai model yang cocok digunakan untuk mendeskripsikan lapisan mantel bumi, misalnya seperti penelitian dari Toksöz dan Anderson (1963).

Medium *transversely isotropy* (TI) memiliki lima parameter bebas dan satu sumbu simetri rotasi, karakter arahnya sama pada dua arah ortogonal namun tidak dalam vertikal (Gambar 2.3). Dua bidang simetri memiliki sumbu simetri, yang menggambarkan bidang simetri pencerminan dan satu bidang simetri tegak lurus terhadap sumbu simetri sebagai bidang isotropi. Sudut antara vektor perlambatan dan sumbu simetri tetap (90°), karena itu kecepatan ketiga gelombang (gelombang P dan dua gelombang S) pada bidang isotropi bergantung pada arah perambatannya (Tsvankin, 2001).



Gambar 2.3 Ilustrasi Medium TI (a) Arah Penjalaran Gelombang pada Sumbu x_1 .
(b) Arah Penjalaran Gelombang pada Sumbu x_3 (Stein dan Wysession, 2003).

Dalam hal sumbu simetri, medium TI dapat dibagi ke dalam dua kategori, *vertical transverse isotropy* dengan sumbu simetri vertikal (VTI) dan *horizontal transvers isotropy* dengan sumbu simetri horizontal (HTI). Medium TI dapat digambarkan dengan lima koefisien elastis bebas, yaitu A, C, F, L dan N mewakili sifat gabungan tersebut. Ketika arah simetri adalah berada sepanjang x_3 (Gambar 2.3), maka sifat-sifat ke arah itu menjadi berbeda dengan yang ada di bidang $x_1 - x_2$. Dengan demikian persamaan 2.7 dapat ditulis dalam bentuk matriks berikut (Stein dan Wysession, 2003):

$$C_{mn} = \begin{bmatrix} A & (A-2N) & F & 0 & 0 & 0 \\ (A-2N) & A & F & 0 & 0 & 0 \\ F & F & C & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & L & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & L & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & N \end{bmatrix} \quad (2.26)$$

dengan komponen bebas dari matriks C_{mn} (A, C, F, L dan N) dinyatakan sebagai berikut:

A adalah $C_{11} = C_{22}$ (atau $C_{1111} = C_{2222}$ dari tensor kekakuan),

C adalah C_{33} (atau C_{3333} dari tensor kekakuan),

F adalah $C_{31} = C_{32}$ (atau $C_{3311} = C_{3322}$ dari tensor kekakuan),

L adalah $C_{44} = C_{55}$ (atau $C_{2323} = C_{1313}$ dari tensor kekakuan),

N adalah C_{66} (atau C_{1212} dari tensor kekakuan).

Ketika perambatan arah gelombang dalam arah x_1 , kecepatan gelombang P dan dua kecepatan gelombang geser yang saling tegak lurus diberikan oleh:

$$P_1 = \sqrt{\frac{A}{\rho}} \quad (2.27)$$

$$S_1 = \sqrt{\frac{N}{\rho}} \quad (2.28)$$

$$S_2 = \sqrt{\frac{L}{\rho}} \quad (2.29)$$

Kecepatan gelombang geser yang merambat sepanjang x_1 dikendalikan oleh gerakan partikelnya. Akibatnya gelombang geser membelah menjadi dua gelombang terpolarisasi dengan kecepatan rambat yang berbeda. Inilah sebabnya mengapa kita dapat mengamati *shear-wave splitting* pada seismogram (Gambar 2.4.b) (Stein dan Wysession, 2003).

Untuk media TI dengan sumbu simetri sepanjang x_3 , kecepatan gelombang S1 (SH) dianggap lebih besar dari S2 (SV). Mengingat perambatan secara paralel untuk sumbu x_3 pada media TI yang sama, maka kecepatan gelombang geser untuk S1 dan S2 tidak menunjukkan perbedaan. Dalam kasus seperti itu kecepatan gelombang P diberikan oleh,

$$P_2 = \sqrt{\frac{C}{\rho}} \quad (2.30)$$

Demikian pula dengan perbandingan antara gelombang SH dan SV seperti yang dijelaskan sebelumnya. Untuk media berlapis, P1 dan P2 adalah kecepatan gelombang P yang bervariasi tergantung pada arah penjalaran (Gambar 2.3) dan umumnya P1 lebih besar dari P2.

Derajat TI dapat diukur dengan menggunakan persamaan berikut:

$$\xi = \frac{N}{L} = \left(\frac{S_1}{S_2} \right)^2 \quad (2.31)$$

$$\phi = \frac{C}{A} = \left(\frac{P_2}{P_1} \right)^2 \quad (2.32)$$

$$\eta = \frac{N}{(A-2L)} \quad (2.33)$$

Dalam bahan isotropik, $\xi = \phi = \eta = 1$ sedangkan umumnya untuk struktur berlapis $\xi > 1$ dan $\phi < 1$.

2.3 Anisotropi Seismik

Anisotropi adalah sifat dimana media memiliki orientasi khusus. Anisotropi yang difokuskan disini adalah anisotropi seismik, dimana kecepatan gelombang seismik tergantung pada arah rambatnya dan orientasi atau polarisasi serta sifat medium itu sendiri (Babuska dan Cara, 1991). Ketika gelombang melewati medium anisotropik kecepatan gelombang akan lebih cepat pada salah satu arah dan lebih lambat pada sekitar arah orthogonal. Sebaliknya, media isotropik memiliki kecepatan gelombang dengan arah independen. Besarnya anisotropi yang dinyatakan sebagai persentase seperti yang diberikan oleh koefisien anisotropi k (Babuska dan Cara, 1991):

$$k = \frac{v_{\max} - v_{\min}}{v} \times 100 \quad (2.34)$$

dengan:

k = koefisien anisotropi

v_{\max} = kecepatan gelombang geser sepanjang arah cepat.

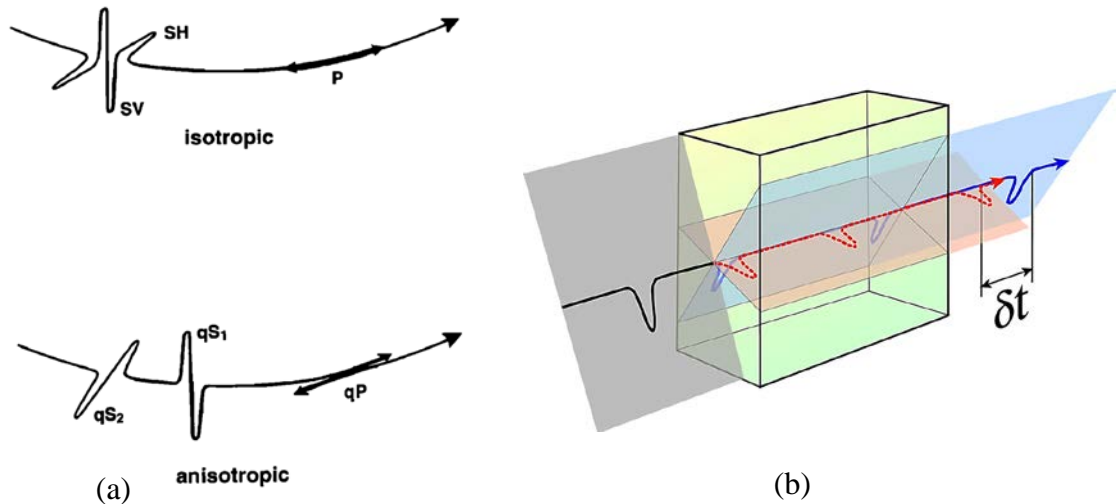
v_{\min} = kecepatan gelombang geser sepanjang arah lambat.

v = rata-rata dari v_{\max} dan v_{\min} .

2.4 Shear-Wave Splitting dari Fase SKS

Shear-wave splitting adalah salah satu metode yang paling umum digunakan untuk mengukur anisotropi. *Shear-wave splitting* terjadi ketika sebuah gelombang geser melalui medium anisotropi kemudian dipecah menjadi dua gelombang

terpisah, yaitu komponen *fast* dan *slow*, yang menjalar dengan kecepatan berbeda, seperti ditunjukkan oleh Gambar 2.4.b. Parameter ϕ dan δt menyediakan informasi tentang sifat batuan yang telah dilewati oleh gelombang. Informasi tersebut sangat bergantung dengan geometri dari material anisotropi.

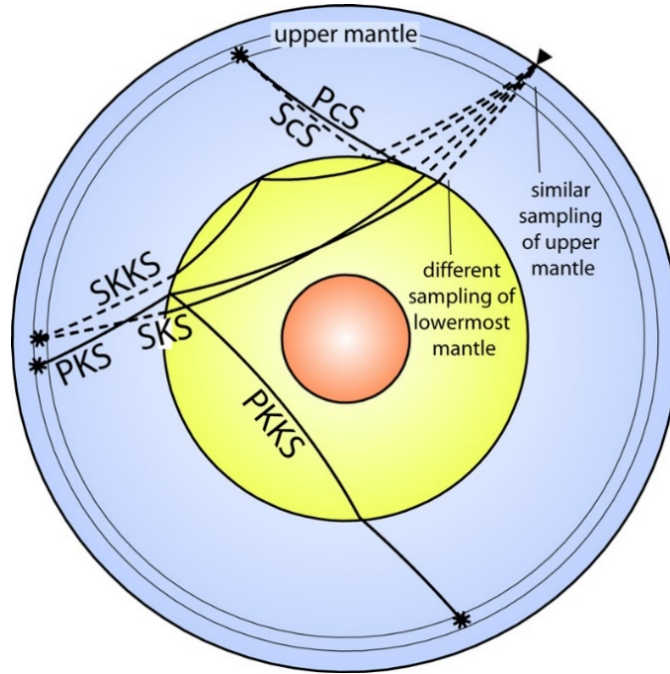


Gambar 2.4 Perbandingan Penjalaran Gelombang P dan S pada Medium Isotropi dan Anisotropi (Savage, 1999). (b) Perambatan Gelombang S dari Medium Isotropi Melewati Medium Anisotropi (Balok) Menghasilkan Fenomena *Shear-Wave Splitting* sehingga Terpolarisasi menjadi Komponen *Fast* (Biru) dan *Slow* (Merah) (http://garnero.asu.edu/research_images).

Salah satu masalah dari penelitian *shear-wave splitting* adalah pengetahuan tentang polarisasi awal dari gelombang. Pada kasus teleseismik, masalah penentuan polarisasi awal dapat diatasi dengan menggunakan fase teleseismik refraksi inti (SKS, SKKS, PKS, ...) atau fase refleksi inti (ScS, PcS, ...) seperti ditunjukkan pada gambar 2.5.

Shear-wave splitting biasanya diukur menggunakan data teleseismik dan digunakan untuk menyelidiki struktur batuan kerak dan mantel (Silver, 1996; Savage, 1999; Kendall, 2000). Panjang skala pengamatan bervariasi mulai dari ratusan kilometer untuk teleseismik SKS dan fase S langsung (Wookey et al., 2002), skala kilometer untuk gelombang geser lokal (Gledhill dan Stuart, 1996), dan skala meter untuk *event* mikroseismik (Bokelmann dan Harjes, 2000; Teanby, 2004).

Oleh karena itu, *shear-wave splitting* dapat dimanfaatkan untuk menginterpretasikan LPO, retakan, dan proses geodinamika.



Gambar 2.5 Travel Path dari Fase Seismik yang Paling Sering Digunakan untuk Pengukuran *Shear-Wave Splitting* (http://garnero.asu.edu/research_images).

Montagner et al. (2000) menyajikan penurunan dari fenomena *shear-wave splitting*. Persamaan ini telah dijelaskan sebelumnya oleh Vinnik et al. (1989); dan Silver dan Chan (1991). Kita anggap sekarang untuk kasus yang paling sederhana: sebuah penjalaran vertikal gelombang S dalam media isotropi. Perpindahan yang terkait sistem koordinat gelombang (Radial, Transversal, dan Vertikal) disajikan sebagai berikut:

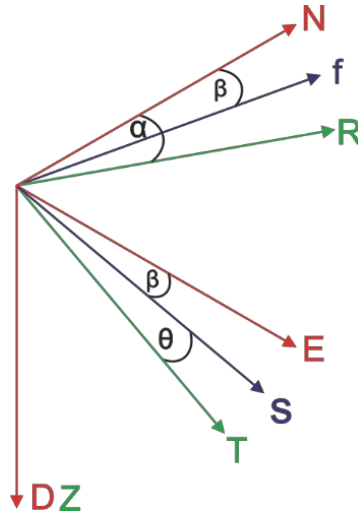
$$u_{iso}(z, t) = \left\{ \begin{array}{l} u_R = a_0 \exp(i\omega(t - \frac{z - z_0}{Vs_0})) \\ u_T = 0 \\ u_V = 0 \end{array} \right\} \quad (2.35)$$

dengan a_0 adalah konstanta, ω adalah frekuensi angular, dan $Vs_0(z)$ adalah kecepatan gelombang S dalam medium isotropi.

Pada sistem koordinat geografis perpindahannya disajikan oleh:

$$u_{iso}(z, t) = \begin{cases} u_E = a_0 \cos \alpha \exp(i\omega(t - \frac{z - z_0}{Vs_0})) \\ u_N = a_0 \sin \alpha \exp(i\omega(t - \frac{z - z_0}{Vs_0})) \\ u_z = 0 \end{cases} \quad (2.36)$$

dengan α adalah sudut antara North dan sumbu Radial.



Gambar 2.6 Sistem Koordinat Digunakan untuk Menjelaskan Penjalaran Anisotropi: Sistem Koordinat Gelombang (R, T, Z) Diputar ke Sistem Koordinat Geografi (N, E, D) dengan Azimuth α dan Sistem Anisotropi di Nyatakan dengan Sumbu f dan s.

Sekarang diasumsikan, bahwa pada kedalaman $z = z_0$, gelombang memasuki media anisotropik dengan sumbu simetri horizontal (*fast* dan *slow*). Hal ini akan mengurangi permasalahan untuk dua dimensi, karena sumbu vertikal identik dengan semua sistem yang muncul. Kemudian β menjadi sudut antara *North* dan orientasi bidang polarisasi cepat gelombang S (*fast*) (Gambar 2.6).

$$u_{aniso}(z, t) = \begin{bmatrix} u_f \\ u_s \end{bmatrix} = \exp(i\omega t) \begin{bmatrix} e^{i+} & 0 \\ 0 & e^{i-} \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} \cos \beta & \sin \beta \\ -\sin \beta & \cos \beta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_N \\ a_E \end{bmatrix} \quad (2.37)$$

dengan $e^{i+} = \exp\left(-i\omega \frac{z - z_0}{Vs_0 + \delta Vs / 2}\right)$, dan $e^{i-} = \exp\left(-i\omega \frac{z - z_0}{Vs_0 - \delta Vs / 2}\right)$. Dengan mempertimbangkan perambatan gelombang pada sumbu vertikal, gelombang S pada lapisan anisotropi dipecah menjadi dua komponen, dengan kecepatan $q_f = Vs_0 + \delta Vs / 2$ dan $q_s = Vs_0 - \delta Vs / 2$. Hal ini menyatakan sebagai waktu delay terakumulasi dan disajikan sebagai matrix berikut:

$$H = \begin{bmatrix} e^{i+} & 0 \\ 0 & e^{i-} \end{bmatrix} \quad (2.38)$$

dengan elemen $e^{i\pm}$ dapat dituliskan sebagai:

$$e^{i\pm} = \exp\left(-i\omega \left(\frac{z - z_0}{Vs_0}\right)\right) \exp\left(\mp i\omega \left(\frac{(z - z_0)\delta V}{2Vs_0^2}\right)\right) \quad (2.39)$$

Suku pangkat kedua dapat dikembangkan menjadi sebuah deret Taylor jika $\omega(z - z_0)(\delta V / 2Vs_0^2) \ll 1$. Hal ini dapat tercapai untuk periode sinyal $T = 2\pi / \omega$ lebih besar dari 3 detik, dengan asumsi suatu anisotropi sebesar 5% ($\delta V / Vs_0 = 0,05$), kecepatan rata-rata gelombang S adalah $Vs_0 = 4$ km/s dan ketebalan anisotropi 100 km. Oleh karena itu, pendekatan orde pertama valid untuk anisotropi kecil dan gelombang badan periode panjang ($T > 10$).

Rotasi vektor perpindahan dari sistem anisotropi (f-s) menjadi sistem koordinat gelombang (R-T) menghasilkan persamaan sebagai berikut:

$$u_{aniso}(z, t) = \begin{bmatrix} u_R \\ u_T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos^2 \theta e^{i+} + \sin^2 \theta e^{i-} \\ \frac{1}{2} \sin^2 \theta (e^{i+} + e^{i-}) \end{bmatrix} a_0 e^{i\omega t} \quad (2.40)$$

$$u_R = a_0 e^{i\omega \left(t - \frac{z-z_0}{V_{S_0}} \right)} \left(\cos \frac{\omega(z-z_0)\delta V}{2V_{S_0}^2} + i \cos 2\theta \sin \frac{\omega(z-z_0)\delta V}{2V_{S_0}^2} \right) \quad (2.41)$$

$$u_T = a_0 e^{i\omega \left(t - \frac{z-z_0}{V_{S_0}} \right)} \left(\sin 2\theta \sin \frac{\omega(z-z_0)\delta V}{2V_{S_0}^2} \right) \quad (2.42)$$

dengan $\theta = \alpha - \beta$ adalah sudut antara sumbu *fast* dan *north*. Dengan melakukan rekayasa ulang dengan memanfaatkan hubungan $\omega(z-z_0)(\delta V / 2V_{S_0}^2) \ll 1$ maka dapat diperoleh komponen perpindahan pada lapisan anisotropi sebagai berikut:

$$u_R(t) = e^{i\omega t} (1 + i\omega \delta t \cos 2\theta) u_R^0 \quad (2.43)$$

$$u_T(t) = e^{i\omega t} \frac{1}{2} \delta t \sin 2\theta \dot{u}_R^0 \quad (2.44)$$

dengan $\delta t = (z - z_0)(\delta V / 2V_{S_0}^2)$ adalah waktu *delay* akumulatif, dan $\dot{u}_R^0 = \partial u_R^0 / \partial t = i\omega u_R^0$ adalah turunan waktu dari *waveform* sebelum melewati lapisan anisotropi ($u_T^0 = 0$)

2.5 Metode Inversi dari *Shear-Wave Splitting*

Analisa dari *shear-wave splitting* telah berkembang menjadi alat yang sangat umum digunakan untuk mengikat/membatasi anisotropi seismik benua. Teknik yang paling umum digunakan adalah dengan mengasumsikan sistem anisotropi simetri dan orientasi atau sebaliknya, ketebalan dapat diasumsikan dan persentase anisotropi dapat dihitung. Asumsi ini didasarkan pada teori dan pengukuran skala laboratorium. Seringkali digunakan asumsi anisotropi 4% dan sistem simetri anisotropi melintang dengan sumbu simetri horisontal (Savage, 1999).

Metode *minimum energy* (SC) dikembangkan oleh Silver dan Chan (1991). Metode ini bisa disebut sebagai metode yang paling populer pada analisa *shear-wave splitting*. Metode ini mengasumsikan sebuah kasus anisotropi sederhana yang

mana diputar pada komponen Q dan T sebelum diidentifikasi energi perubahan minimum pada komponen transversalnya. Teknik ini mencari mencari energi minimum dari perpindahan u_i pada komponen transversal ($E = u_i^2$) (Wüstefeld et al., 2008).

Metode *rotation-correlation* (RC) dikembangkan oleh Bowman dan Ando (1987). Metode ini berdasarkan dari asumsi anisotropi lapisan horisontal tunggal (kasus sederhana) dan pencarian pelinieran terbaik dengan merotasikan komponen Q dan T pada seismogram (Bowman dan Ando, 1987; Fukao, 1984). Sederhananya, teknik ini adalah menemukan *cross-correlation* maksimum antara komponen Q dan T terkoreksi, akan tetapi metode ini hanya dapat dilakukan apabila arah polarisasi awal telah diketahui (Fukao, 1984).

Metode *eigenvalue* (EV) dikembangkan oleh Silver dan Chan (1991). Metode ini berdasarkan penyederhanaan dari metode SC, yaitu dengan cara meminimalkan rasio nilai eigen matrik kovarian (Long dan Silver, 2009). Metode SC dan RC hanya dapat digunakan pada fase yang telah diketahui arah polarisasinya, akan tetapi metode EV memungkinkan untuk digunakan walaupun arah polarisasi gelombang belum diketahui sebelumnya (Wüstefeld dan Bokelmann, 2007).

BAB 3

METODOLOGI PENELITIAN

3.1 Lokasi Penelitian

Lokasi penelitian berada di wilayah pulau Sumatra yang berada pada garis 5°30' lintang utara (LU) sampai 6° lintang selatan (LS) serta 94°45' bujur timur (BT) hingga 111°15' bujur timur (BT).

3.2 Instrumen Penelitian

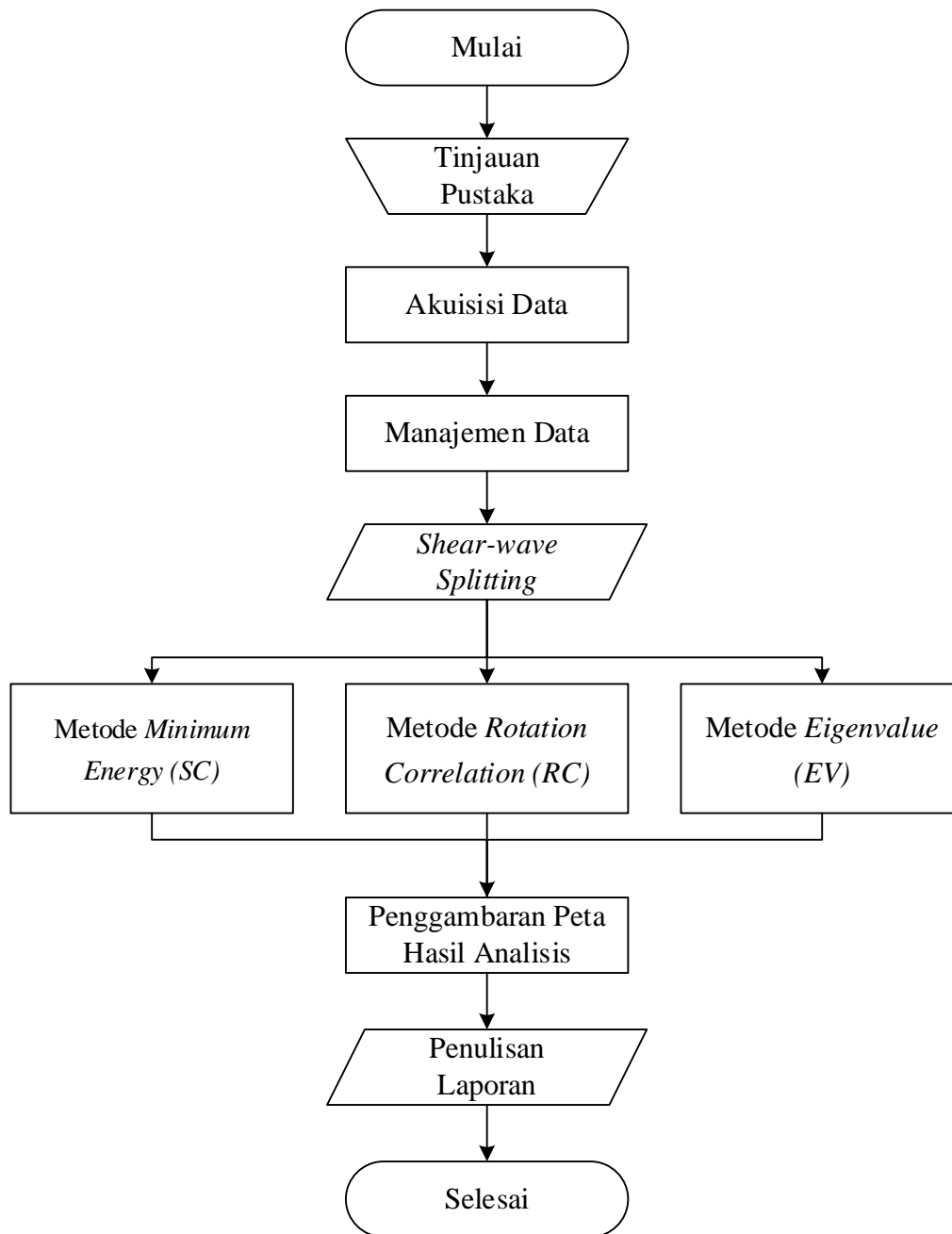
3.2.1 Alat

1. Program *Splitlab*
2. Program *RDSEED*
3. Program *openssl*
4. Program *Generic Mapping Tool (GMT)*

3.2.2 Data

Data dalam penelitian ini adalah data teleseismik digital 3 komponen yang direkam oleh stasiun BMKG yang diambil dari jaringan GFZ (*Geo Forschungs Zentrum*) dalam format file *SEED*.

3.3 Rancangan Penelitian



Gambar 3.1 Diagram Alir Penelitian.

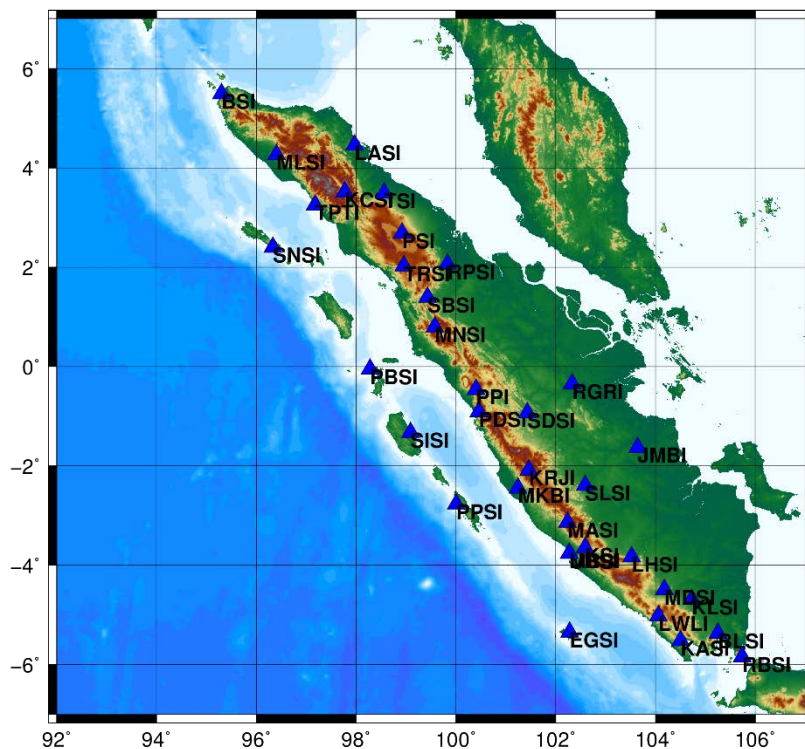
3.4 Akuisisi Data

Data dalam penelitian ini adalah data teleseismik digital 3 komponen diperoleh dari stasiun BMKG selama bulan Januari 2012- Desember 2013 dengan *magnitude* lebih dari 6.25 Mw dan rentang jarak 85-140°, seperti disajikan pada Tabel 3.1. Seleksi data gempa harus sesuai dengan syarat tersebut, supaya menjaga fase SKS/SKKS tidak saling tumpang tindih dengan fase gelombang geser yang lain, dan juga untuk memastikan fase SKS/SKKS masih memiliki energi yang cukup (Silver dan Chan, 1991).

Tabel 3.1 *Event* Gempa yang Digunakan dalam Penelitian.

Tanggal	Waktu	Lat	Long	Kedalaman (km)	Magnitude (Mw)
15.01.2012	13:40:20	-61.0°	-56.1°	8	6.6
12.04.2012	7:15:49	28.7°	-113.1°	13	7
28.04.2012	10:08:08	-18.7°	-174.7°	135	6.7
30.08.2012	13:43:25	71.4°	-10.6°	14	6.7
28.10.2012	3:04:09	52.8°	-132.1°	14	7.8
28.10.2012	18:54:21	52.7°	-132.6°	9	6.4
12.11.2012	20:42:15	57.8°	-142.8°	9	6.3
14.12.2012	10:36:02	31.1°	-119.7°	13	6.4
11.05.2013	20:46:58	-18.0°	-175.1°	213	6.3
23.05.2013	17:19:05	-23.0°	-177.2°	174	7.4
24.06.2013	22:04:14	10.7°	-42.6°	10	6.5
15.07.2013	14:03:40	-60.9°	-25.1°	11	7.3
26.07.2013	21:33:00	-57.9°	-23.8°	13	6.3
30.08.2013	16:25:03	51.6°	-175.4°	34	7
04.09.2013	2:32:31	51.6°	-174.7°	20	6.5
30.09.2013	5:55:56	-30.9°	-178.4°	42	6.4
19.10.2013	17:54:55	26.1°	-110.3°	9	6.6
24.10.2013	19:25:11	-58.1°	-12.8°	23	6.6
02.11.2013	18:53:47	-19.2°	-172.6°	10	6.3
16.11.2013	3:34:31	-60.3°	-47.1°	10	6.9
17.11.2013	9:04:56	-60.3°	-46.4°	10	7.8
23.11.2013	7:48:32	-17.1°	-176.5°	371	6.5
25.11.2013	6:27:33	-53.9°	-55.0°	12	6.9

Akuisisi data dilakukan dengan menggunakan 35 stasiun BMKG yang berada di pulau Sumatra dengan kode stasiun IA yaitu: BLSI, BSI, EGSI, JMBI, KASI, KCSI, KLSI, KRJI, KSI, LASI, LHSI, LWLI, MASI, MBSI, MDSI, MKBI, MLSI, MNSI, PBSI, PDSI, PPI, PPSI, PSI, RBSI, RGRI, RPSI, SBSI, SDSI, SISI, SLSI, SNSI, TPTI, TRSI, TSI, UBSI. Posisi stasiun yang digunakan pada penelitian ini disajikan pada Gambar 3.2.

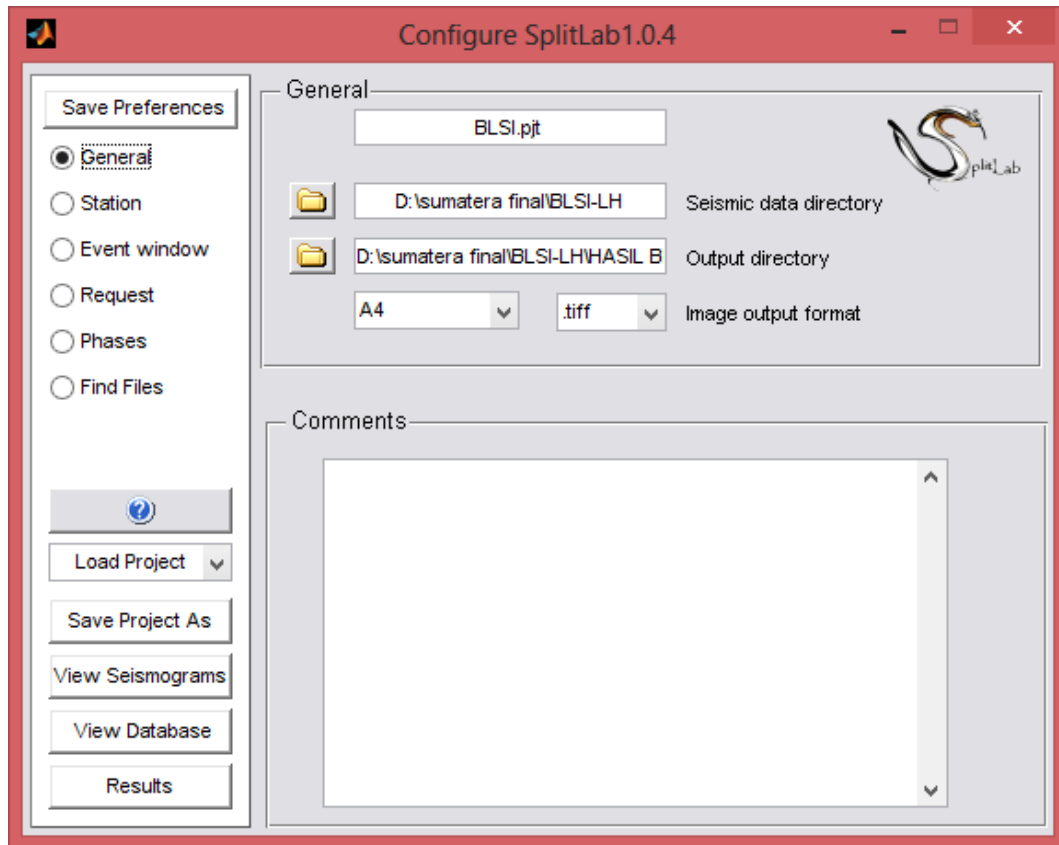


Gambar 3.2 Stasiun Tempat Penelitian di Wilayah Sumatra. Data Diperoleh dari Stasiun GFZ.

Data hasil perekaman gempa dari tiap stasiun pengamat kemudian di *download* dari *database* GFZ dengan alamat <http://www.webdc.eu/webdc3/>. Data gempa yang diperoleh adalah data dalam bentuk *SEED* (*Standard for the Exchange of Earthquake Data*) yang ter-enkripsi. Digunakan program *openssl* untuk mengenkripsi data gempa tersebut sehingga diperoleh data dalam bentuk *SEED*. Untuk mendapatkan data gempa tiap event, maka perlu dilakukan ekstrak data *SEED* dengan menggunakan program *RDSEED*.

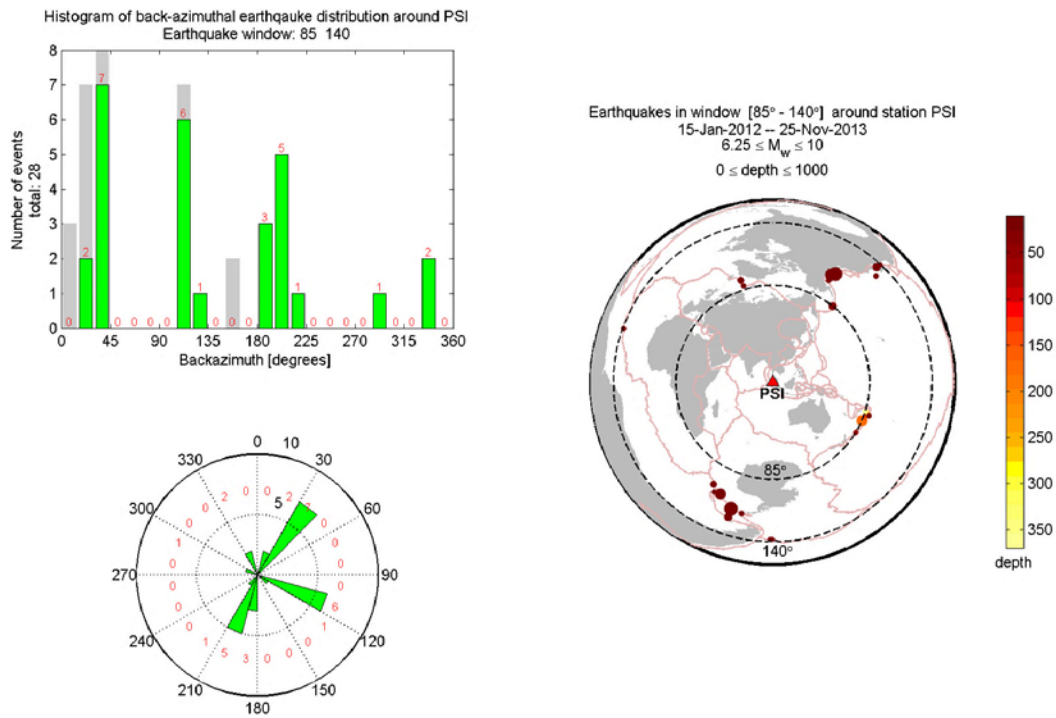
3.5 Analisis dan Interpretasi Data

Analisis dan interpretasi data dilakukan dengan melakukan analisis *shear-wave splitting* menggunakan program *Splitlab* yang dikembangkan oleh Wüstefeld et al. (2008). Analisis data dimulai dengan membuat *splitlab project* dengan cara memberikan informasi stasiun kedalam GUI yang telah disediakan, seperti pada Gambar 3.3.



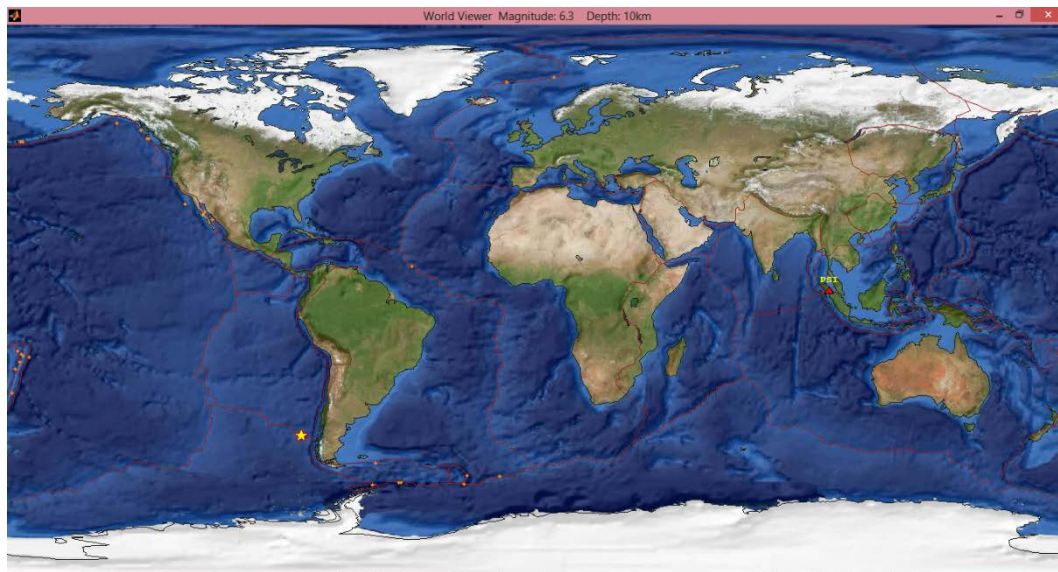
Gambar 3.3 Jendela Kerja Program *Splitlab*.

Kemudian memilih katalog gempa (Global CMT atau NEIC), dimana memberikan perintah kepada program *Splitlab* untuk mencari data gempa yang sesuai dengan kriteria yang telah diberikan sebelumnya (parameter input terdiri dari periode, jarak, *magnitude*, dan kedalaman dari *event* gempa). Pola distribusi episenter *event* gempa yang digunakan pada penelitian ini disajikan pada Gambar 3.4.



Gambar 3.4 Distribusi Episenter sebagai Fungsi *Back Azimuth* dan Jarak Episentral dari Data Teleseismik yang Digunakan pada Penelitian.

Setelah program *Splitlab* menemukan data gempa yang sesuai dengan kriteria, maka secara otomatis akan dilakukan pencocokan data hasil *download* dengan *event* yang telah ada di dalam *database*. *Database* dari *event* gempa yang digunakan dalam penelitian ini ditunjukkan pada Gambar 3.5.



Gambar 3.6 Peta Lokasi dari Event Gempa dan Stasiun Pengamat.

Fase seismik dianalisis dan diperiksa secara visual dengan menggunakan penampil seismogram. Waktu kedatangan (*arrival time*) fase SKS teoritis di stasiun, dihitung dengan menggunakan model bumi teoritis IASPEI91.

Langkah yang penting dalam analisis *splitting* adalah merotasi seismogram secara tiga dimensi, dimana arah N-E-V (utara-selatan-vertikal) diubah menjadi arah L-Q-T (longitudinal-radial-transversal) (Wüstefeld et al., 2008). Digunakan filter Butherworth orde ketiga untuk menghilangkan noise pada data seismik. Pada filter Butherworth digunakan *band pass filter* 0.02-0.1 Hz, akan tetapi pada kasus tertentu digunakan band pass filter 0.02-0.12 Hz ($\pm 5\%$). Kualitas pengukuran dapat disimpulkan dari analisis pergerakan partikel setelah dilakukan pemilihan *time window* pada fase yang dikehendaki. Pengukuran. *Splitlab* mengestimasi *waktu delay* dan *fast direction* dengan menghilangkan efek *splitting* dari komponen transversal dari seismogram menggunakan 3 metode yang berbeda secara simultan, yaitu: metode *minimum energy* (SC), dan *rotation-correlation* (RC) dan *eigenvalue* (EV) (Wüstefeld et al., 2008). Kualitas pengukuran ditentukan oleh beberapa kriteria, pertama adalah *signal to noise ratio* (SNR) yang baik sehingga memudahkan identifikasi fase, kedua adalah linierisasi dari pergerakan partikel, dan ketiga adalah pemilihan arah *back azimuth* setelah terkoreksi. Berdasarkan ketentuan tersebut maka digunakan tiga kriteria dalam menentukan kualitas pengukuran (*good*, *fair*, dan *poor*). Hasil dari analisis *shear-wave splitting* pada tiap

stasiun digambarkan ke dalam peta topografi menggunakan program *Generic Mapping Tool (GMT)* (Wessel and Smith, 1991).

Halaman ini sengaja dikosongkan

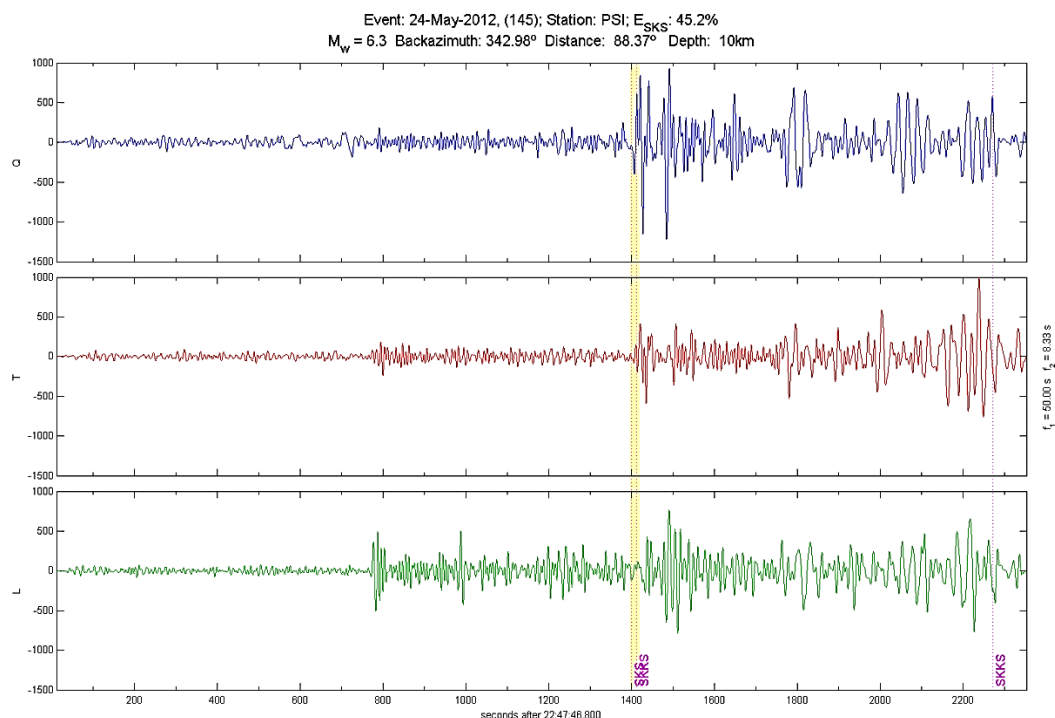
BAB 4

HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1 Hasil Analisis Teleseismik *Shear-Wave Splitting*

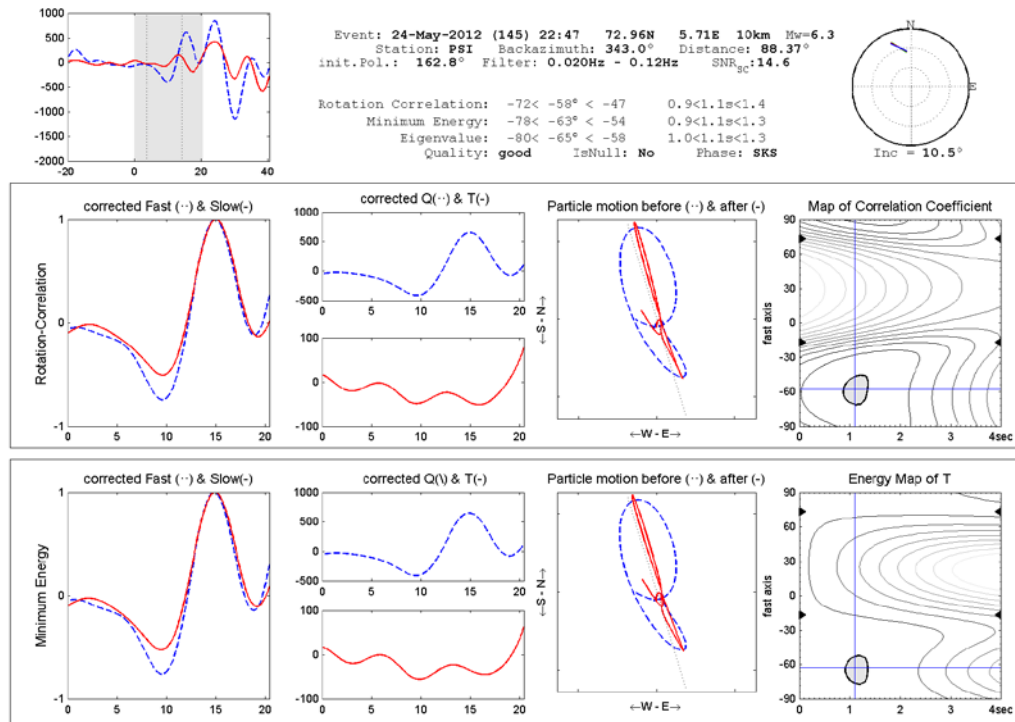
Sebelum melakukan plotting hasil pengukuran dari parameter *shear-wave splitting* dari metode Silver and Chan (1991), beberapa data seismogram yang tidak memenuhi kriteria telah dihapus. Seismogram yang menghasilkan waktu delay lebih besar dari 3 detik akan dihapus. Waktu delay umumnya berkisar antara 1 atau 2 detik. Setiap waktu delay yang lebih besar dari ini dianggap tidak realistis berdasarkan pemahaman media anisotropik di mantel bumi (Plomerová et al., 1998; Wüstefeld et al., 2008).

Fase seismik dianalisis dan diperiksa secara visual menggunakan penampil seismogram yang ditunjukkan pada Gambar 4.1.



Gambar 4.1 Penampil Seismogram Setelah di Ubah ke Dalam Koordinat LTQ (Radial, Transversal, Dan Vertikal) dan Dilakukan Band Pass Filter.

Picking fase seismik SKS pada jendela penampil seismogram dilakukan dengan memilih fase yang diinginkan dengan lebar pemilihan bervariasi antara 1-4 detik. Setelah dilakukan pemilihan fase maka berdasarkan perhitungan dengan *Splitlab* akan diperoleh hasil *shear-wave splitting* seperti pada Gambar 4.2.

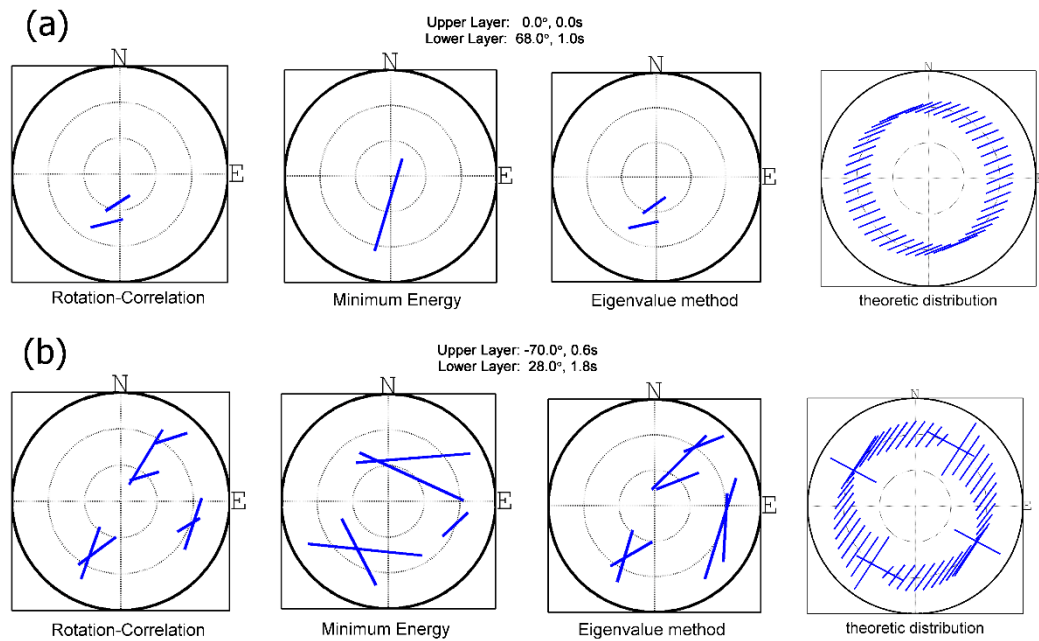


Gambar 4.2 Contoh Hasil Pengukuran *Shear-Wave Splitting*

Pengukuran *shear-wave splitting* dilakukan dengan menggunakan 3 metode yang berbeda secara simultan, yaitu: metode *minimum energy* (SC), dan *rotation-correlation* (RC) dan *eigenvalue* (EV). Kualitas pengukuran ditentukan oleh beberapa kriteria, pertama adalah *signal to noise ratio* (SNR) yang baik, kedua adalah linierisasi dari pergerakan partikel, dan ketiga adalah pemilihan arah *back azimuth* setelah terkoreksi. Berdasarkan ketentuan tersebut maka digunakan tiga kriteria dalam menentukan kualitas pengukuran (*good*, *fair*, dan *poor*). Penggunaan tiga metode yang berbeda secara simultan sangat menguntungkan karena dapat meningkatkan validitas dari hasil pengukuran.

Pada pengukuran *shear-wave splitting* pada penelitian ini menghasilkan dua jenis *output*, yaitu satu lapisan (*single layer*) dan dua lapisan (*double layer*). Penentuan hasil yang berupa satu atau dua lapisan dilakukan dengan cara

pencocokan hasil pengukuran permodelan stereo plot teoritik. Perhitungan nilai permodelan dilakukan dengan menggunakan metode yang diajukan oleh Silver and Savage (1994) untuk variasi *back azimuth*. Hasil perhitungan tersebut diplot setiap 7.5° pada sudut insiden 10° yang merupakan representasi dari gelombang SKS (Wüstefeld et al., 2008). Penggunaan perbandingan permodelan stereo plot teoritik dapat meningkatkan tingkat kevalidan dari hasil pengukuran. Hasil pengukuran anisotropi satu dan dua lapisan disajikan pada Gambar 4.3.



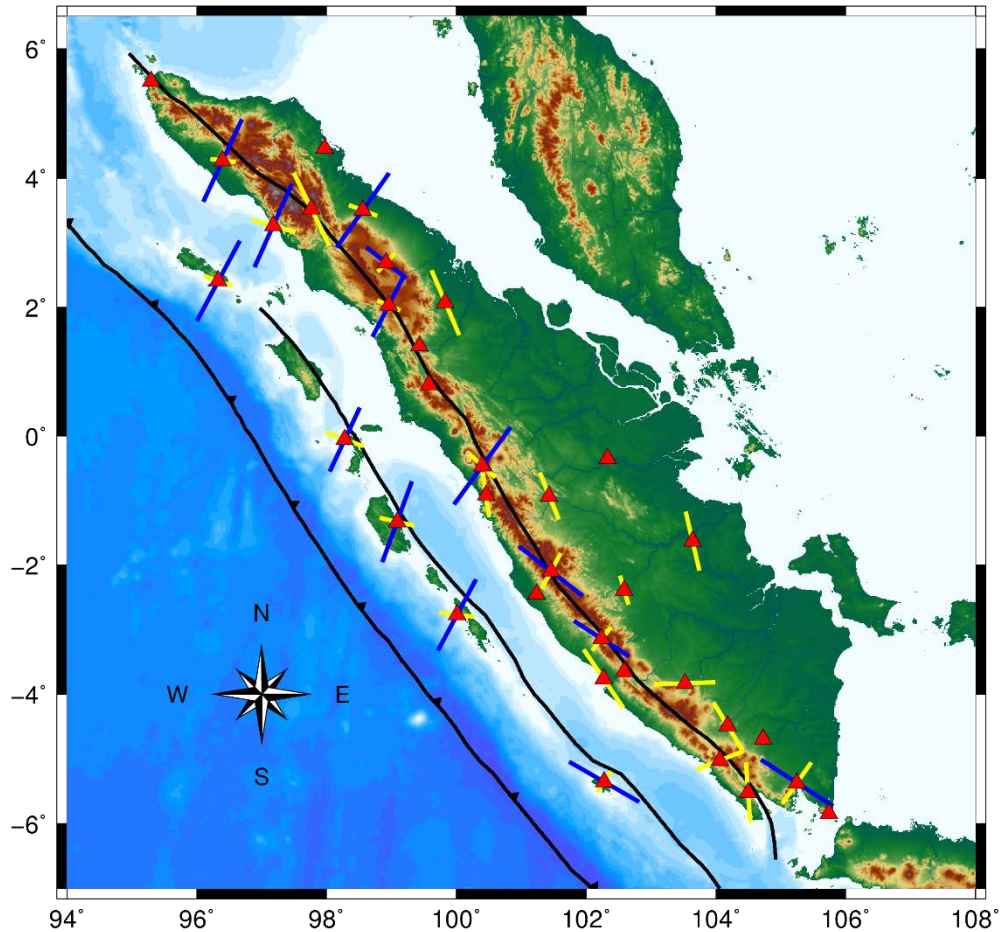
Gambar 4.3 Contoh Hasil Permodelan Stereo Plot. (a) Hasil Pengukuran Satu Lapisan (Single Layer). (b) Hasil Pengukuran Dua Lapisan (Double Layer).

Contoh hasil pengukuran dengan kriteria *good*, *fair*, dan *poor* disajikan pada lampiran 2. Berdasarkan hasil pengukuran menunjukkan variasi waktu delay berkisar antara 0.5-1.9 s. Data hasil pengukuran *shear-wave splitting* seperti disajikan pada Tabel 4.1.

Tabel 4.1 Hasil Pengukuran *Shear-Wave Splitting*.

Stasiun	Lat(°)	Long(°)	Total	Polarisasi (°)		Waktu delay (s)	
				Upper	Lower	Upper	Lower
BLSI	-5.37	105.25	17	-63	31	0.6	1.2
BSI	5.50	95.30	-	-		-	
EGSI	-5.35	102.28	7	35	-60	0.5	1.6
JMBI	-1.63	103.64	1	-13.3		1.2	
KASI	-5.52	104.50	3	-4		1.2	
KCSI	3.52	97.77	2	-26		1.6	
KLSI	-4.69	104.73	-	-		-	
KRJI	-2.09	101.46	5	28	-52	0.8	1.6
KSI	-3.65	102.59	1	66		1.1	
LASI	4.46	97.97	2	67		1.1	
LHSI	-3.83	103.52	1	88		1.2	
LWLI	-5.02	104.06	2	68		1	
MASI	-3.14	102.24	4	39	-57	0.6	1.3
MBSI	-3.76	102.27	-	-		-	
MDSI	-4.49	104.18	2	-31		1.1	
MKBI	-2.45	101.24	-	-		-	
MLSI	4.27	96.40	5	-83	25	0.5	1.8
MNSI	0.80	99.58	-	-		-	
PBSI	-0.05	98.28	12	-70	25	0.8	1.4
PDSI	-0.91	100.46	1	-8		0.9	
PPI	-0.46	100.40	6	-48	36	0.7	1.9
PPSI	-2.77	100.01	17	-83	28	0.7	1.6
PSI	2.69	98.92	27	43	-52	0.5	1
RBSI	-5.84	105.74	-	-		-	
RGRI	-0.35	102.33	-	-		-	
RPSI	2.07	99.83	2	-23		1.4	
SBSI	1.40	99.43	-	-		-	
SDSI	-0.93	101.43	1	-22		1	
SISI	-1.33	99.09	15	-77	20	0.7	1.7
SLSI	-2.39	102.59	1	-16		0.6	
SNSI	2.41	96.33	17	-70	28	0.6	1.8
TPTI	3.26	97.18	8	-74	24	0.9	1.8
TRSI	2.03	98.96	5	-67	27	0.5	1.4
TSI	3.50	98.56	2	-69	35	0.6	1.8
UBSI	-3.76	102.27	2	-34		1.4	

Data hasil pengukuran *shear-wave splitting* pada Tabel 4.1 kemudian digambarkan pada peta topografi menggunakan software GMT seperti pada Gambar 4.4.



Gambar 4.4 Peta Hasil Pengukuran *Shear-Wave Splitting* di Wilayah Sumatra. Hasil Pengukuran di Representasikan Sebagai Garis Tebal, Warna Kuning untuk Lapisan Atas (atau Satu Lapisan) dan Warna Biru untuk Lapisan Bawah.

4.2 Pembahasan *Shear-Wave Splitting*

Penggunaan banyak stasiun perekam dengan spasi jarak antar stasiun yang lebih dekat memudahkan peneliti untuk mendapatkan lebih banyak hasil dari pengukuran *shear-wave splitting*. Hal ini sangat membantu dalam penentuan karakterisasi distribusi anisotropi dan lapisan mantel di Sumatra. Pengamatan anisotropi seismik di wilayah Sumatra dibagi menjadi 3 wilayah utama, yaitu *forearc*, sesar Sumatra dan *backarc*.

4.2.1 Wilayah *Forearc*

Wilayah *forearc* meliputi palung di depan busur Sumatra dan kepulauan Mentawai. Pada bagian depan busur Sumatra terdapat 5 buah stasiun perekam yang dapat diamati, yaitu SNSI, PBSI, SISI, PPSI dan EGSI. Pada wilayah *forearc* khususnya kepulauan Mentawai, hasil *shear-wave splitting* menunjukkan terdapat dua lapisan anisotropi, yaitu lapisan bawah dan lapisan atas.

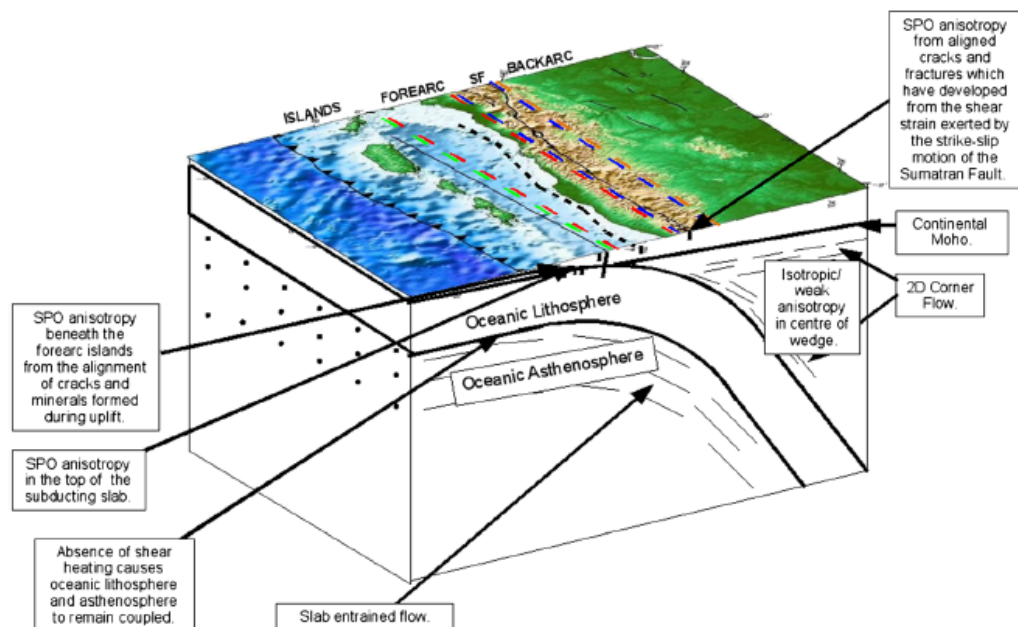
Anisotropi pada lapisan bawah menghasilkan waktu delay berkisar antara 1.4-1.8s dengan arah polarisasi dominan yang seragam yaitu NE-SW (timur laut-barat daya) dan tegak lurus dengan palung di depan busur Sumatra. Penelitian *shear-wave splitting* secara global yang dilakukan oleh Long and Silver (2008) menyatakan bahwa hasil pengukuran *shear-wave splitting* di dominasi oleh arah polarisasi sejajar palung dengan beberapa pengecualian (Cascadia (Currie et al., 2004) dan *south central Chile* (Hicks et al., 2012). Hasil pengukuran *shear-wave splitting* pada wilayah kepulauan Mentawai umumnya sejajar dengan arah pergerakan lempeng subduksi absolut (APM) Indo-Australia atau tegak lurus terhadap palung. Hasil ini menjadi tidak sesuai dengan observasi palung global yang dilakukan oleh Long and Silver (2008). Akan tetapi hasil ini sesuai dengan penelitian Collings et al. (2013) dan Hammond et al. (2010) yang menyatakan bahwa hasil pengamatan *shear-wave splitting* di kepulauan Mentawai memiliki arah polarisasi sejajar dengan gerakan lempeng absolut (APM). Hal ini mengindikasikan bahwa terdapat lempeng anisotropi di bawah kepulauan mentawai. Lapisan ini diduga adalah lempeng subduksi yang ada di wilayah kepulauan mentawai.

Pada lapisan anisotropi yang kedua menunjukkan waktu delay antara 0.5-0.8 s dengan arah polarisasi dominan yang seragam yaitu W-E (barat-timur) dan sejajar dengan palung. Hal ini dapat diperkirakan terdapat sebuah zona anisotropi yang lebih dangkal daripada lempeng subduksi. Lapisan anisotropi ini diduga adalah sesar mentawai yang terdapat di kepulauan Mentawai.

Kepulauan *forearc* terdiri dari sedimen kecepatan rendah yang merupakan bagian dari pembentukan prisma akresi sebelum terangkat dan membentuk pulau-pulau *forearc* (Collings et al., 2012; Kopp et al., 2001). Anisotropi pada sedimen kecepatan rendah di bawah kepulauan *forearc* mungkin karena hasil dari

penyusunan patahan dan mineral yang bisa terjadi selama pengangkatan, ketika prisma akresi menyebabkan tingginya jumlah deformasi yang terjadi. Penelitian tentang lokasi pusat gempa dan tomografi gempa lokal oleh Collings et al. (2012) juga menunjukkan bahwa, di bawah kepulauan *forearc*, slab subduksi terhidrasi dan terjadi patahan yang juga bisa berkontribusi pada hasil pengukuran *shear-wave splitting* yang diamati.

Dari pembahasan di atas, kemungkinan yang terjadi adalah hasil pengamatan *shear-wave splitting* didominasi oleh anisotropi subslab yang telah mengembang karena lapisan athenosfer tebal yang tertahan oleh lempeng subduksi, seperti ditunjukkan pada Gambar 4.5.



Gambar 4.5 Ilustrasi dari Jenis-Jenis Anisotropi yang Teramati di Wilayah Sumatra (Collings et al., 2013).

4.2.2 Wilayah Sesar Sumatra

Pada wilayah ini data yang diperoleh adalah data dari stasiun MLSI, TPTI, KCSI, PSI, TRSI, SBSI, MNSI, PPI, PDSI, KRJI, MKBI, MASI, MBSI, KSI, LWLI, KASI. Hasil *shear-wave splitting* menunjukkan adanya hasil satu lapisan anisotropi dan dua lapisan anisotropi. Akan tetapi lapisan anisotropi dua lapisan merupakan hasil pengukuran yang paling dominan.

Dari hasil pengukuran yang menghasilkan dua lapisan menunjukkan bahwa lapisan atas sejajar dengan sesar Sumatra dengan waktu delay 0.5-0.9 s dan pada lapisan bawah memiliki arah polarisasi tegak lurus dengan sesar Sumatra dengan waktu delay sebesar 1-1.9 s. Hasil tersebut mengindikasikan bahwa anisotropi pada lapisan atas kemungkinan disebabkan oleh sesar aktif Sumatra. Sedangkan pada lapisan bawah diduga akibat dari adanya lempeng subduksi Sumatra yang menunjam di bawah pulau Sumatra.

4.2.3 Wilayah *Backarc*

Pada wilayah ini data yang diperoleh adalah data dari stasiun TSI, SDSI, SLSI, JMBI, LHSI, MDSI, dan BLSI. Dari hasil pengukuran *shear-wave splitting* menunjukkan waktu delay berkisar antara 0.6-1.4 s. Pada wilayah ini menunjukkan hasil yang serupa dengan pengukuran pada wilayah sesar Sumatra yaitu arah polarisasi dominan sejajar dengan sesar atau patahan. Hal ini sesuai dengan penelitian dari Collings et al. (2013) yang menyatakan bahwa pada wilayah *backarc* Sumatra arah polarisasi dominan adalah sejajar dengan sesar Sumatra. Tetapi pada wilayah ini lebih banyak hasil pengukuran yang menunjukkan hasil anisotropi satu lapisan. Hal ini diduga hanya terdapat lapisan anisotropi pada lempeng subduksi yang ada di bawah *backarc* Sumatra sedangkan sesar Sumatra tidak berkontribusi secara langsung terhadap sifat anisotropi lapisan di atas lempeng subduksi.

4.2.4 Perubahan Geometri

Batas antara lempeng Hindia-Australia dan lempeng Eurasia di barat Sumatera dan di selatan Jawa, dibentuk oleh sistem palung-busur (*arc-trench system*) yang dinamakan sebagai Palung Sunda (*Sunda trench*) yang membentang sepanjang kurang lebih 5000 km (Hamilton, 1979). Dari 5 stasiun yang terdapat di wilayah kepulauan mentawai terdapat 1 stasiun yang menghasilkan arah polarisasi yang berbeda, yaitu stasiun EGSI. Selain itu stasiun perekam yang terdapat pada bagian selatan Sumatra juga mengindikasikan hasil pengukuran yang berbeda. Berdasarkan lokasi stasiun EGSI dan stasiun perekam di bagian selatan Sumatra yang lebih dekat ke pulau Jawa mengindikasikan bahwa terdapat transisi perubahan

lempeng antara wilayah sekitar sumatra dan Jawa. Hal ini sesuai dengan penelitian (Hammond et al., 2010) yang menyatakan bahwa perubahan teramati pada SKS arah polarisasi cepat berkorelasi dengan baik dengan perubahan yang signifikan pada pergerakan lempeng dari >100 Ma di Jawa sampai dengan <100 Ma bawah Sumatera dan mungkin menunjukkan perubahan mendasar dalam pergerakan mantel.

Halaman ini sengaja dikosongkan

BAB 5

KESIMPULAN DAN SARAN

5.1 Kesimpulan

Hasil pengukuran *shear-wave splitting* dengan menggunakan data teleseismik di wilayah Sumatra memperoleh hasil sebagai berikut:

1. Pada wilayah *forearc* (kepulauan Mentawai) dan sesar Sumatra menunjukkan bahwa terdapat dua lapisan anisotropi utama yang terbentuk. Lapisan atas dengan waktu delay 0.5-0.8 s adalah lapisan anisotropi pada zona sesar Mentawai dan sesar Sumatra, sedangkan lapisan bawah dengan waktu delay 1.4-1.8 s adalah lapisan lempeng subduksi yang berada di bawah sesar Mentawai. Pada wilayah *backarc* Sumatra, arah polarisasi dominan adalah sifat anisotropi satu lapisan dengan polarisasi sejajar sesar Sumatra.pada bagian utara dan tegak lurus dengan sesar Sumatra pada bagian selatan.
2. Secara umum arah polarisasi cepat anisotropi di wilayah sumatra terbagi menjadi dua, yaitu arah NE-SW pada lapisan atas dan E-W pada lapisan bawah di bagian utara Sumatra serta arah E-W pada lapisan atas dan NE-SW pada lapisan bawah di bagian selatan Sumatra. Perubahan arah polarisasi diduga diakibatkan oleh perbedaan umur dan kecepatan serta arah pergerakan lempeng absolut yang ada di Sumatra dan Jawa.

5.2 Saran

Dibutuhkan pengamatan anisotropi lebih komprehensif dengan cara menambah jumlah stasiun perekam untuk meningkatkan analisis pemetaan anisotropi.

Halaman ini sengaja dikosongkan

DAFTAR PUSTAKA

- Babuska, V., Cara, M., 1991. Seismic Anisotropy in the Earth, 1991 edition. ed. Springer, Dordrecht, The Netherlands ; Boston.
- Bokelmann, G.H.R., Harjes, H.-P., 2000. Evidence for temporal variation of seismic velocity within the upper continental crust. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 23879–23894. doi:10.1029/2000JB900207
- Bowman, J.R., Ando, M., 1987. Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 88, 25–41. doi:10.1111/j.1365-246X.1987.tb01367.x
- Collings, R., Lange, D., Rietbrock, A., Tilmann, F., Natawidjaja, D., Suwargadi, B., Miller, M., Saul, J., 2012. Structure and seismogenic properties of the Mentawai segment of the Sumatra subduction zone revealed by local earthquake traveltimes tomography. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, B01312. doi:10.1029/2011JB008469
- Collings, R., Rietbrock, A., Lange, D., Tilmann, F., Nippres, S., Natawidjaja, D., 2013. Seismic anisotropy in the Sumatra subduction zone. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 5372–5390. doi:10.1002/jgrb.50157
- Currie, C.A., Cassidy, J.F., Hyndman, R.D., Bostock, M.G., 2004. Shear wave anisotropy beneath the Cascadia subduction zone and western North American craton. *Geophys. J. Int.* 157, 341–353. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02175.x
- Fukao, Y., 1984. Evidence from core-reflected shear waves for anisotropy in the Earth's mantle. *Nature* 309, 695–698. doi:10.1038/309695a0
- Gledhill, K., Stuart, G., 1996. Seismic anisotropy in the fore-arc region of the Hikurangi subduction zone, New Zealand. *Phys. Earth Planet. Inter., Dynamics of the Subcontinental Mantle: From Seismic Anisotropy to Mountain Building* 95, 211–225. doi:10.1016/0031-9201(95)03117-0
- Gubbins, D., 1990. *Seismology and Plate Tectonics*. Cambridge University Press, Cambridge England ; New York.
- Hamilton, W., 1979. *Tectonics of the Indonesian region* (No. PP - 1078). United

- States Geological Survey.
- Hamilton, W., 1974. Earthquake map of the Indonesian region. USGS Misc. Invest. Ser. Map.
- Hammond, J.O.S., Wookey, J., Kaneshima, S., Inoue, H., Yamashina, T., Harjadi, P., 2010. Systematic variation in anisotropy beneath the mantle wedge in the Java–Sumatra subduction system from shear-wave splitting. *Phys. Earth Planet. Inter.* 178, 189–201. doi:10.1016/j.pepi.2009.10.003
- Hicks, S.P., Nippres, S.E.J., Rietbrock, A., 2012. Sub-slab mantle anisotropy beneath south-central Chile. *Earth Planet. Sci. Lett.* 357–358, 203–213. doi:10.1016/j.epsl.2012.09.017
- Howell, Jr., B.F., 1959. *Introduction to Geophysics*. McGraw-Hill.
- Kendall, J.-M., 2000. Seismic Anisotropy in the Boundary Layers of the Mantle, in: Karato, S.-I., Forte, A., Liebermann, R., Guysters, Stixrude, L. (Eds.), *Earth's Deep Interior: Mineral Physics and Tomography From the Atomic to the Global Scale*. American Geophysical Union, pp. 133–159.
- Kopp, H., Flueh, E.R., Klaeschen, D., Bialas, J., Reichert, C., 2001. Crustal structure of the central Sunda margin at the onset of oblique subduction. *Geophys. J. Int.* 147, 449–474. doi:10.1046/j.0956-540x.2001.01547.x
- Long, M.D., Silver, P.G., 2009. Shear Wave Splitting and Mantle Anisotropy: Measurements, Interpretations, and New Directions. *Surv. Geophys.* 30, 407–461. doi:10.1007/s10712-009-9075-1
- Long, M.D., Silver, P.G., 2008. The Subduction Zone Flow Field from Seismic Anisotropy: A Global View. *Science* 319, 315–318. doi:10.1126/science.1150809
- McCaffrey, R., 2009. The Tectonic Framework of the Sumatran Subduction Zone, in: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Annual Reviews, Palo Alto, pp. 345–366.
- Montagner, J.-P., Griot-Pommera, D.-A., Lavé, J., 2000. How to relate body wave and surface wave anisotropy? *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 19015–19027. doi:10.1029/2000JB900015
- Plomerová, J., Babuška, V., Šílený, J., Horálek, J., 1998. Seismic Anisotropy and Velocity Variations in the Mantle beneath the Saxothuringicum-

- Moldanubicum Contact in Central Europe, in: Plomerová, Jaroslava, Liebermann, R.C., Babuška, Vladislav (Eds.), *Geodynamics of Lithosphere & Earth's Mantle*, Pageoph Topical Volumes. Birkhäuser Basel, pp. 365–394.
- Savage, M.K., 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting? *Rev. Geophys.* 37, 65–106. doi:10.1029/98RG02075
- Silver, P.G., 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 24, 385–&. doi:10.1146/annurev.earth.24.1.385
- Silver, P.G., Chan, W.W., 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 96, 16429–16454. doi:10.1029/91JB00899
- Silver, P.G., Savage, M.K., 1994. The Interpretation of Shear-Wave Splitting Parameters In the Presence of Two Anisotropic Layers. *Geophys. J. Int.* 119, 949–963. doi:10.1111/j.1365-246X.1994.tb04027.x
- Stein, S., Wysession, M., 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*, 1 edition. ed. Wiley-Blackwell, Malden, MA.
- Teanby, N.A., 2004. Automation of Shear-Wave Splitting Measurements using Cluster Analysis. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 94, 453–463. doi:10.1785/0120030123
- Telford, W.M., 1990. *Applied Geophysics*, 2 edition. ed. Cambridge University Press.
- Toksöz, M.N., Anderson, D.L., 1963. Generalized two-dimensional model seismology with application to anisotropic Earth models. *J. Geophys. Res.* 68, 1121–1130. doi:10.1029/JZ068i004p01121
- Tsvankin, I., 2001. *Seismic Signatures and Analysis of Reflection Data in Anisotropic Media*. Pergamon.
- Vinnik, L.P., Farra, V., Romanowicz, B., 1989. Azimuthal anisotropy in the earth from observations of SKS at GEOSCOPE and NARS broadband stations. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 79, 1542–1558.
- Wessel, P., Smith, W.H.F., 1991. Free software helps map and display data. *Eos*

Trans. Am. Geophys. Union 72, 441–446. doi:10.1029/90EO00319

Wookey, J., Kendall, J.-M., Barruol, G., 2002. Mid-mantle deformation inferred from seismic anisotropy. *Nature* 415, 777–780. doi:10.1038/415777a

Wüstefeld, A., Bokermann, G., 2007. Null Detection in Shear-Wave Splitting Measurements. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 97, 1204–1211. doi:10.1785/0120060190

Wüstefeld, A., Bokermann, G., Zaroli, C., Barruol, G., 2008. SplitLab: A shear-wave splitting environment in Matlab. *Comput. Geosci.* 34, 515–528. doi:10.1016/j.cageo.2007.08.002

<http://www.webdc.eu/webdc3/>

http://garnero.asu.edu/research_images

LAMPIRAN-LAMPIRAN

LAMPIRAN 1: STASIUN PEREKAM GEMPA

No	Nama	Kode	Latitude (°)	longitude (°)
1	Bandar Lampung	BLSI	-5.37	105.25
2	Banda Aceh	BSI	5.50	95.30
3	Enggano	EGSI	-5.35	102.28
4	Jambi	JMBI	-1.63	103.64
5	Kota Agung	KASI	-5.52	104.50
6	Kotacane	KCSI	3.52	97.77
7	Kotabumi	KLSI	-4.69	104.73
8	Kerinci	KRJI	-2.09	101.46
9	Kepahiang	KSI	-3.65	102.59
10	Langsa	LASI	4.46	97.97
11	Lahat	LHSI	-3.83	103.52
12	Liwa	LWLI	-5.02	104.06
13	Muara Aman	MASI	-3.14	102.24
14	University Bengkulu	MBSI	-3.76	102.27
15	Muara Dua	MDSI	-4.49	104.18
16	Muko-Muko	MKBI	-2.45	101.24
17	Meulaboh	MLSI	4.27	96.40
18	Mandailing Natal	MNSI	0.80	99.58
19	Pulau Batu	PBSI	-0.05	98.28
20	Padang	PDSI	-0.91	100.46
21	Padang panjang	PPI	-0.46	100.40
22	Pulau Pagai	PPSI	-2.77	100.01
23	Rantau Prapat	PSI	2.69	98.92
24	Rajabasa	RBSI	-5.84	105.74
25	Rengat	RGRI	-0.35	102.33
26	Rantau Parapat	RPSI	2.07	99.83
27	Sibolga	SBSI	1.40	99.43
28	Sungai Dareh	SDSI	-0.93	101.43
29	Saibi	SISI	-1.33	99.09
30	Sarolangun	SLSI	-2.39	102.59
31	Sinabang, Aceh	SNSI	2.41	96.33
32	Tapaktuan	TPTI	3.26	97.18
33	Tarutung	TRSI	2.03	98.96
34	Tuntungan	TSI	3.50	98.56
35	Bengkulu	UBSI	-3.76	102.27

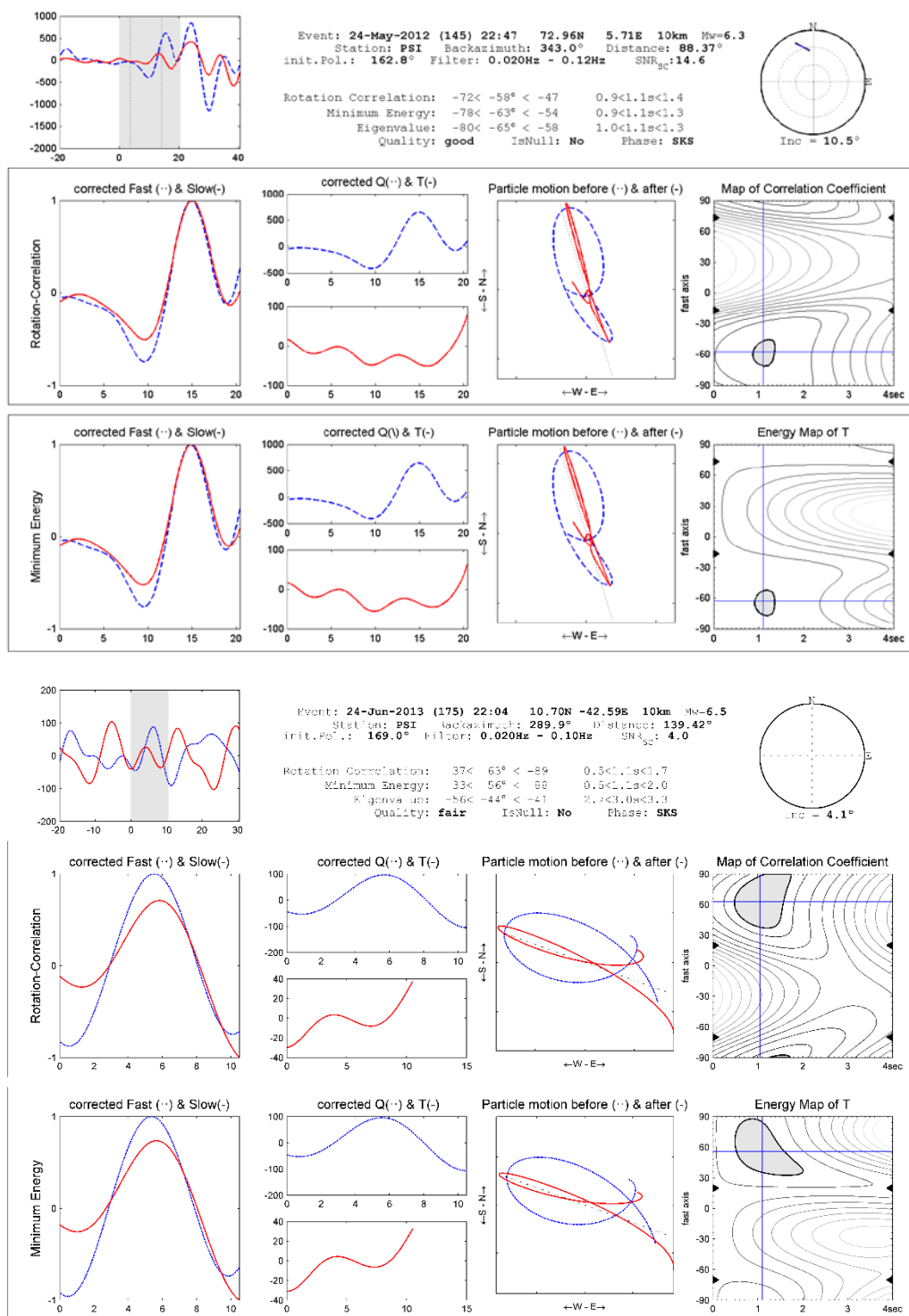
Halaman ini sengaja dikosongkan

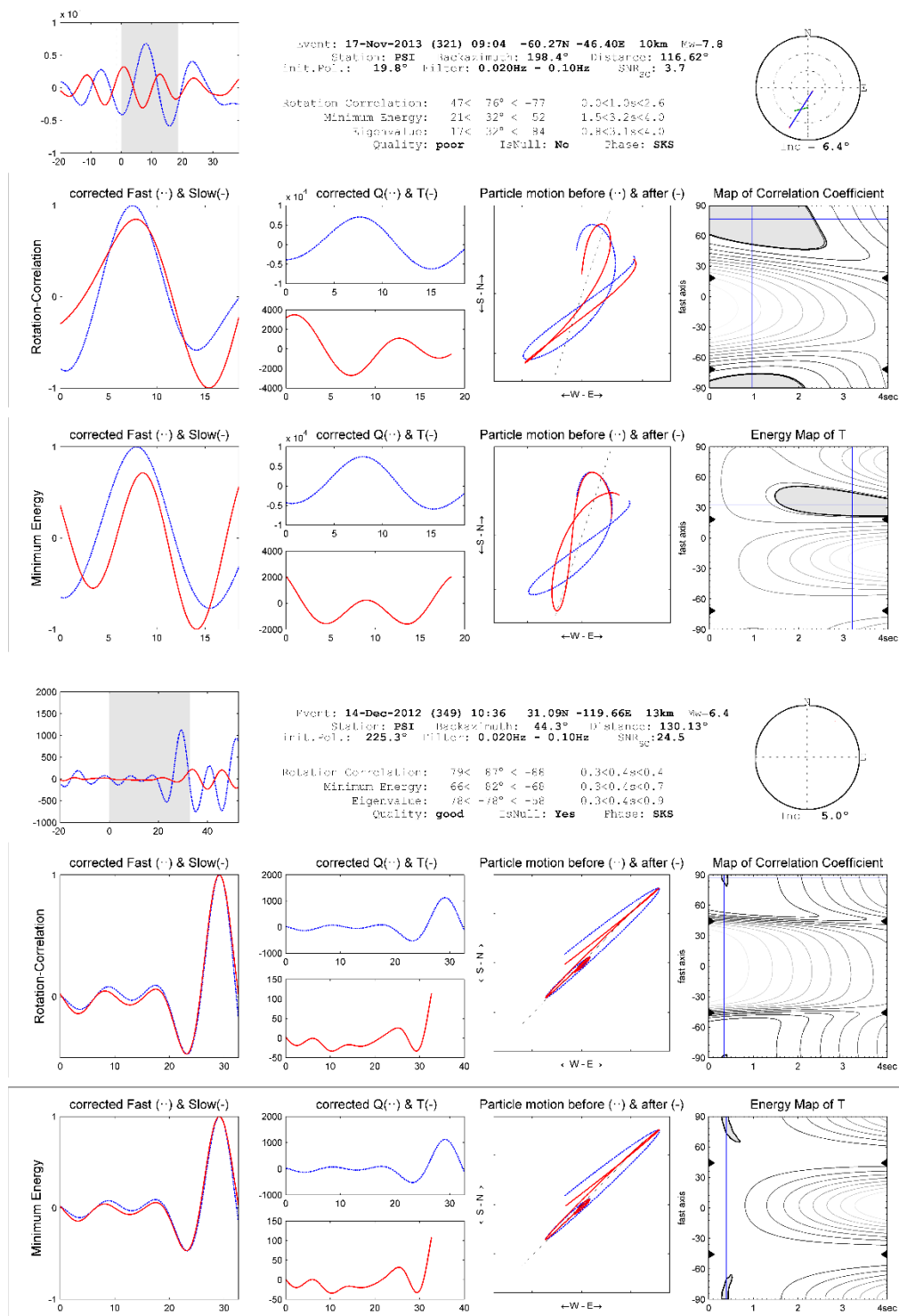
LAMPIRAN 2: DATA *EVENT* TELESEISMIK

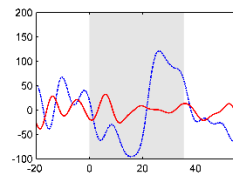
Tanggal	Waktu	Lat	Long	Kedalaman	<i>Magnitude</i>
15.01.2012	13:40:20	-61.0°	-56.1°	8 km	6.6
12.04.2012	7:15:49	28.7°	-113.1°	13 km	7
28.04.2012	10:08:08	-18.7°	-174.7°	135 km	6.7
30.08.2012	13:43:25	71.4°	-10.6°	14 km	6.7
28.10.2012	3:04:09	52.8°	-132.1°	14 km	7.8
28.10.2012	18:54:21	52.7°	-132.6°	9 km	6.4
12.11.2012	20:42:15	57.8°	-142.8°	9 km	6.3
14.12.2012	10:36:02	31.1°	-119.7°	13 km	6.4
11.05.2013	20:46:58	-18.0°	-175.1°	213 km	6.3
23.05.2013	17:19:05	-23.0°	-177.2°	174 km	7.4
24.06.2013	22:04:14	10.7°	-42.6°	10 km	6.5
15.07.2013	14:03:40	-60.9°	-25.1°	11 km	7.3
26.07.2013	21:33:00	-57.9°	-23.8°	13 km	6.3
30.08.2013	16:25:03	51.6°	-175.4°	34 km	7
04.09.2013	2:32:31	51.6°	-174.7°	20 km	6.5
30.09.2013	5:55:56	-30.9°	-178.4°	42 km	6.4
19.10.2013	17:54:55	26.1°	-110.3°	9 km	6.6
24.10.2013	19:25:11	-58.1°	-12.8°	23 km	6.6
02.11.2013	18:53:47	-19.2°	-172.6°	10 km	6.3
16.11.2013	3:34:31	-60.3°	-47.1°	10 km	6.9
17.11.2013	9:04:56	-60.3°	-46.4°	10 km	7.8
23.11.2013	7:48:32	-17.1°	-176.5°	371 km	6.5
25.11.2013	6:27:33	-53.9°	-55.0°	12 km	6.9

Halaman ini sengaja dikosongkan

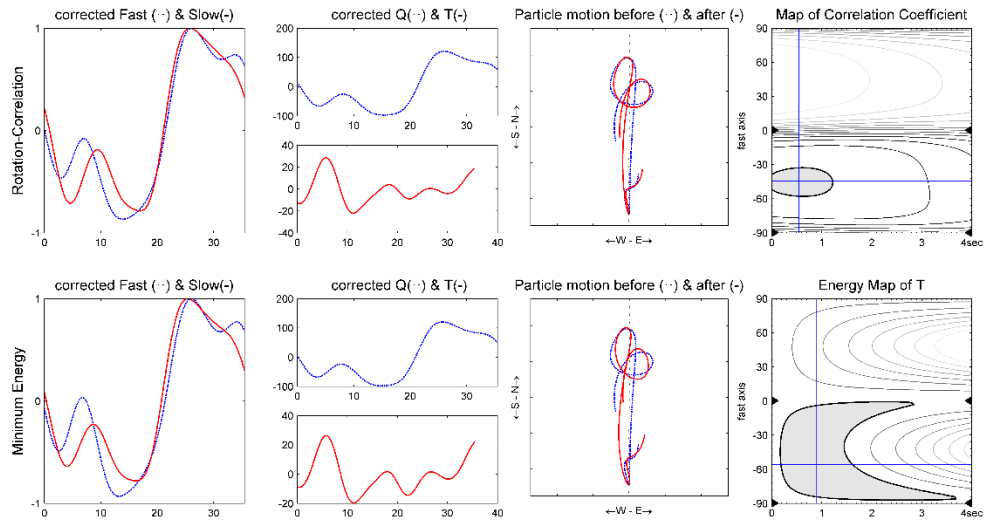
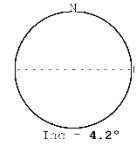
LAMPIRAN 3: CONTOH HASIL PENGOLAHAN MENGGUNAKAN *SPLITLAB*





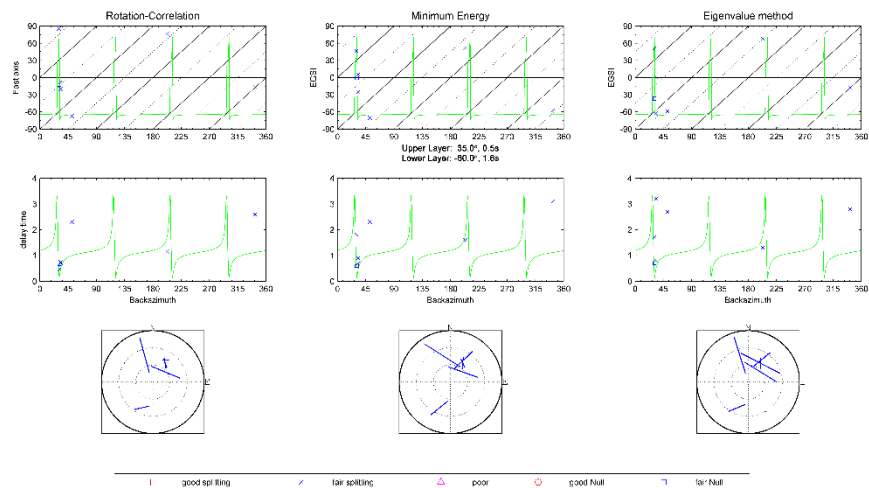
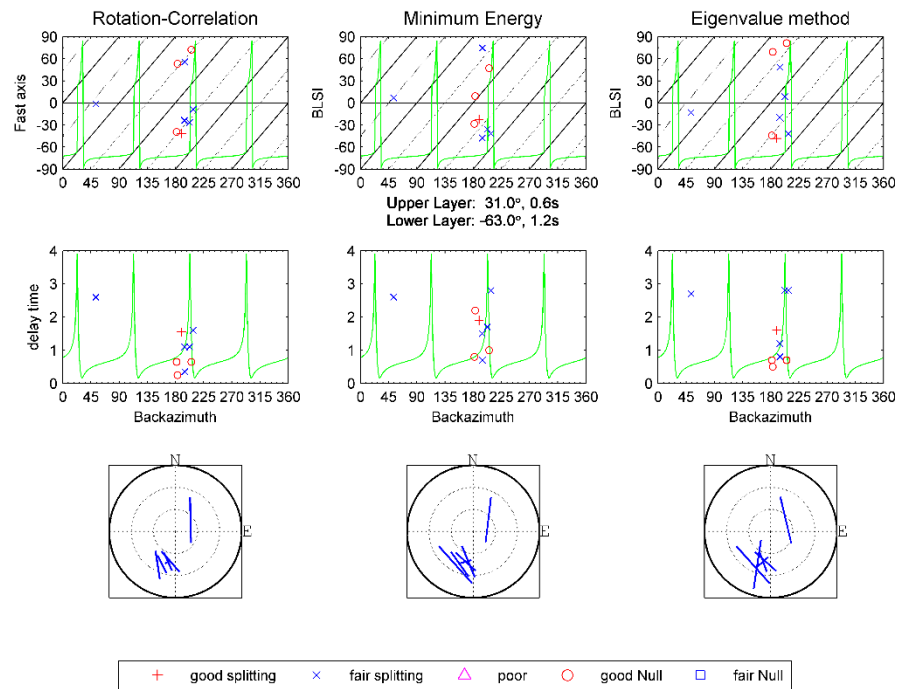


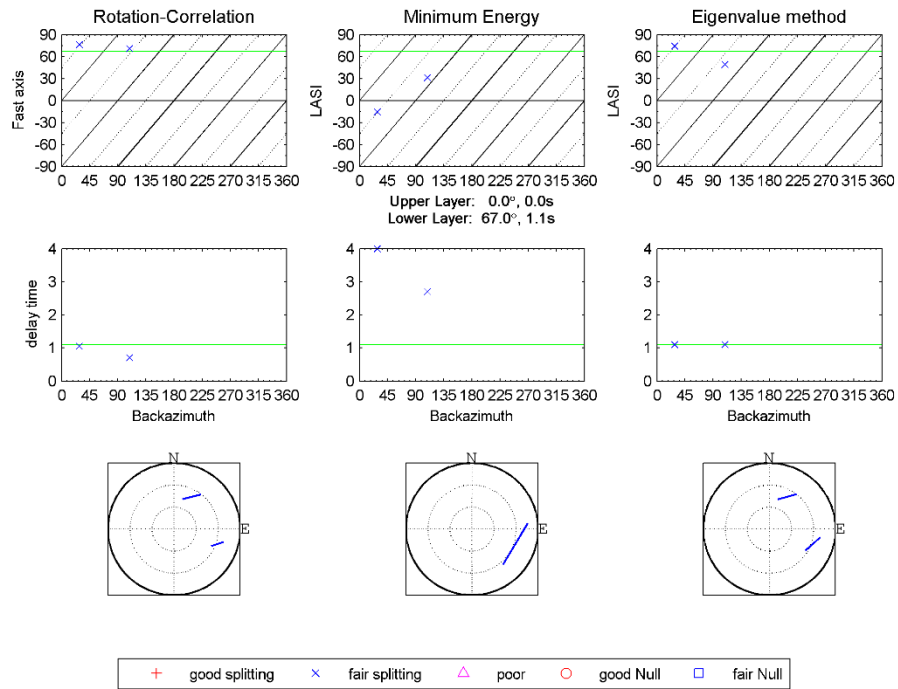
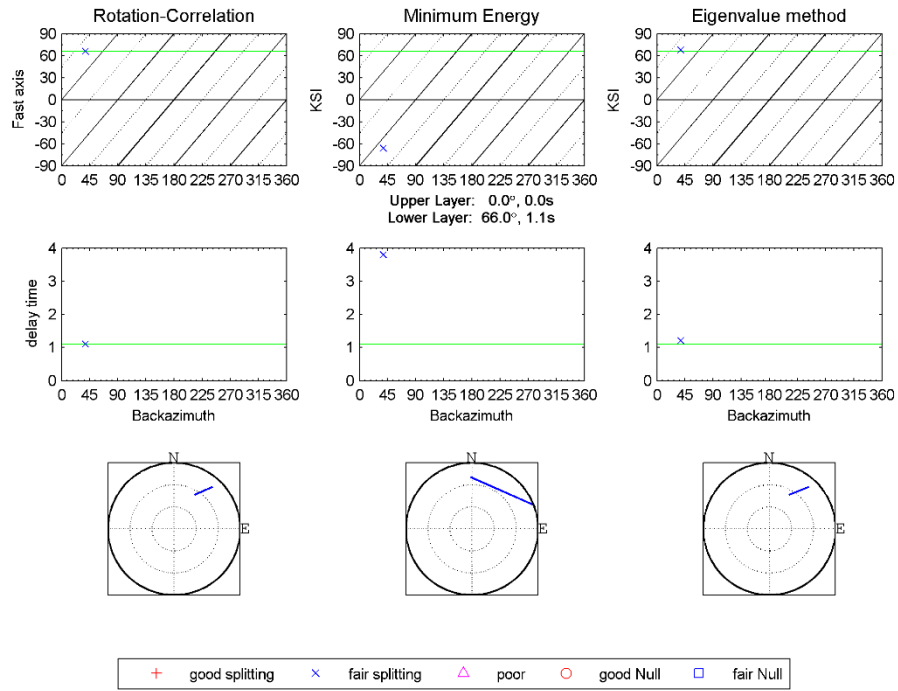
Event: 20-May-2013 (140) 09:49 -44.87N -80.75E 10km Mw 6.3
 Station: PSI Backazimuth: 180.3° Distance: 137.82°
 Init. Pol.: 359.6° Init. Len: 0.020Hz - 0.10Hz SNR: 5.2
 Rotation Correlation: $-59^\circ < -45^\circ < -34^\circ$ $0.9 < 0.68 < 1.2$
 Minimum Energy: $-90^\circ < -56^\circ < -3^\circ$ $0.2 < 0.98 < 3.7$
 Eigenvalue: $-90^\circ < -62^\circ < -3^\circ$ $0.2 < 1.08 < 4.0$
 Quality: **poor** Null: **Yes** Phase: **SKS**

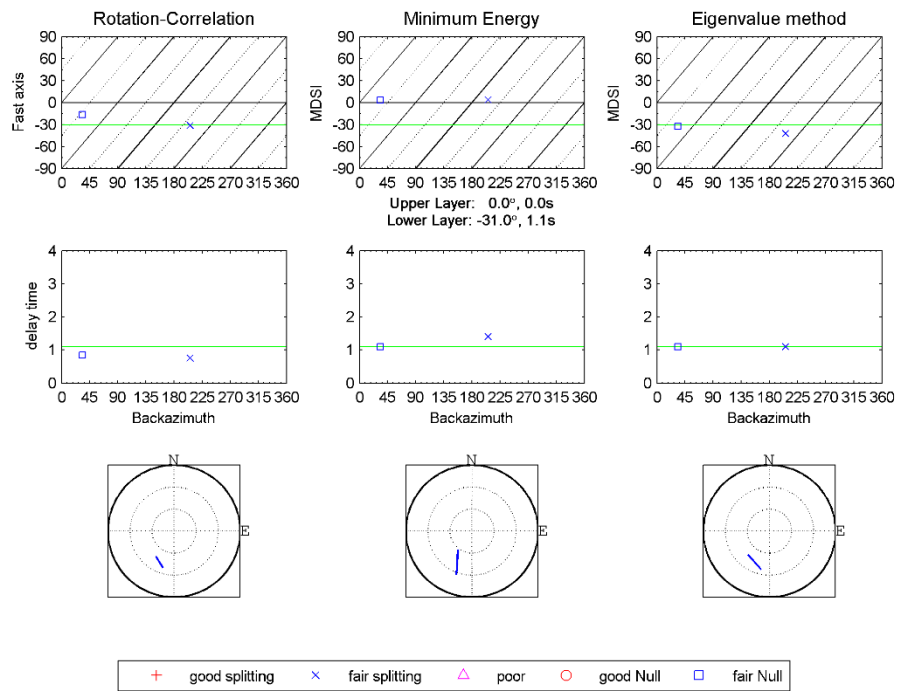
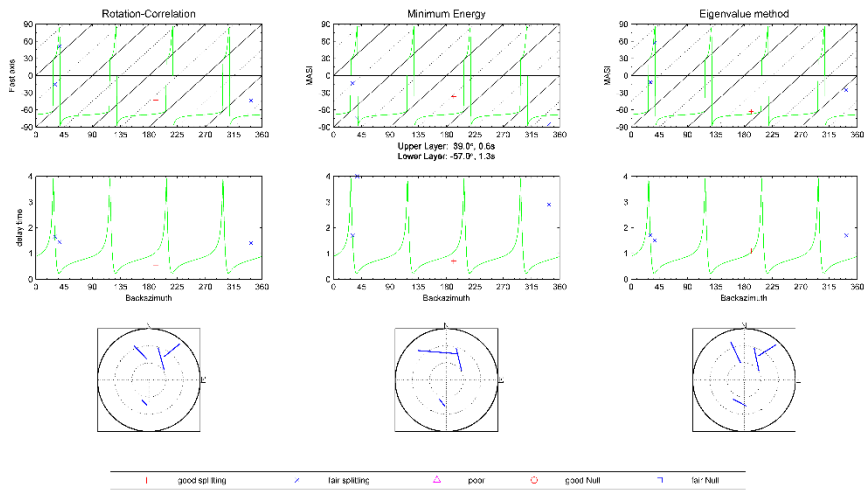


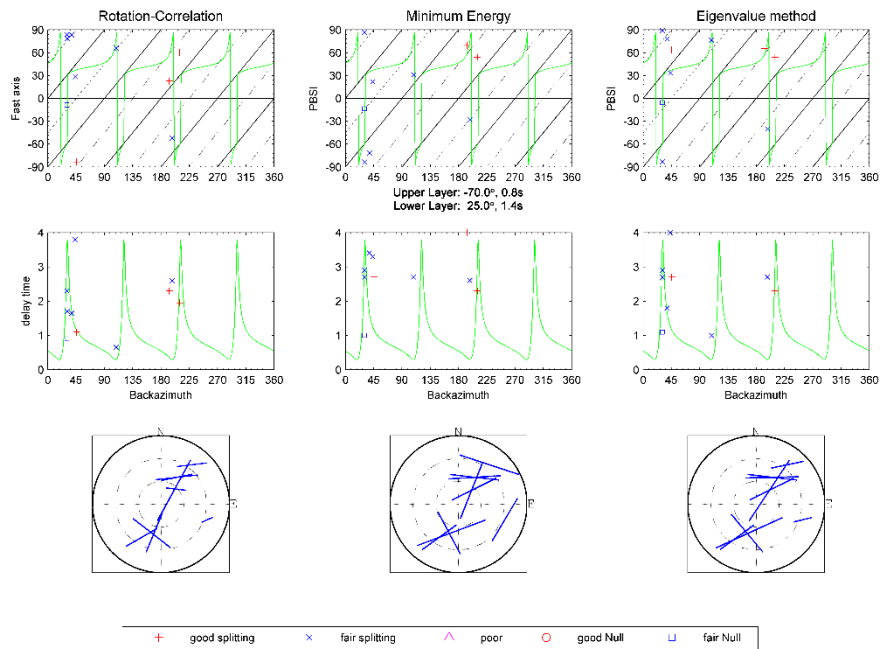
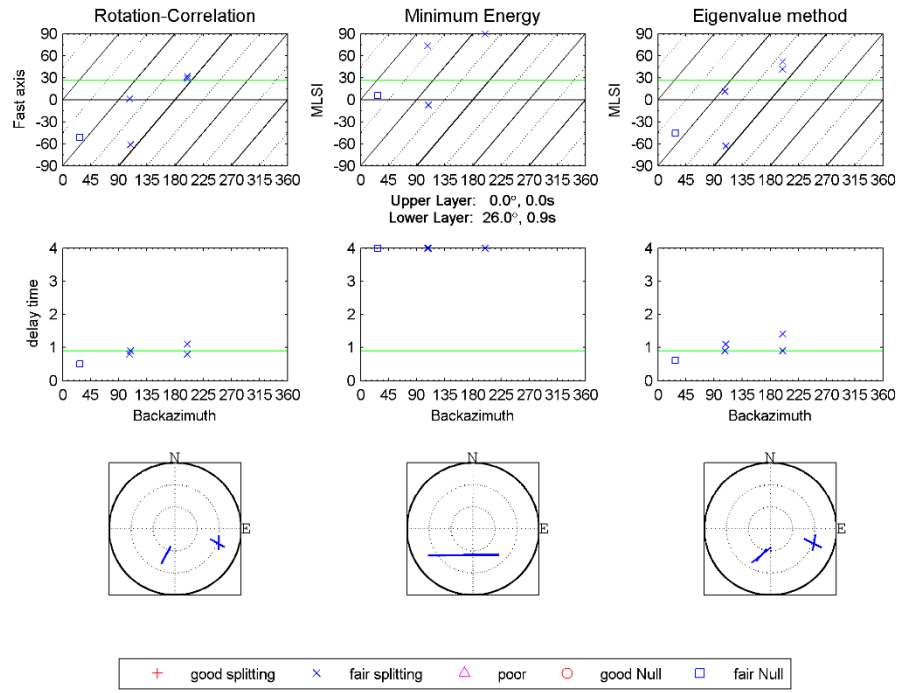
Halaman ini sengaja dikosongkan

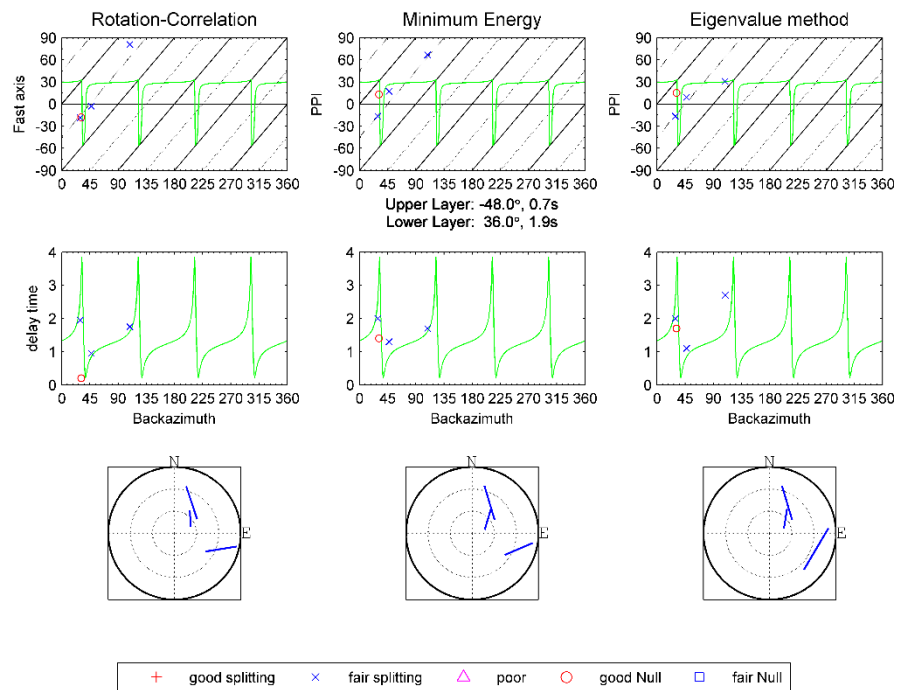
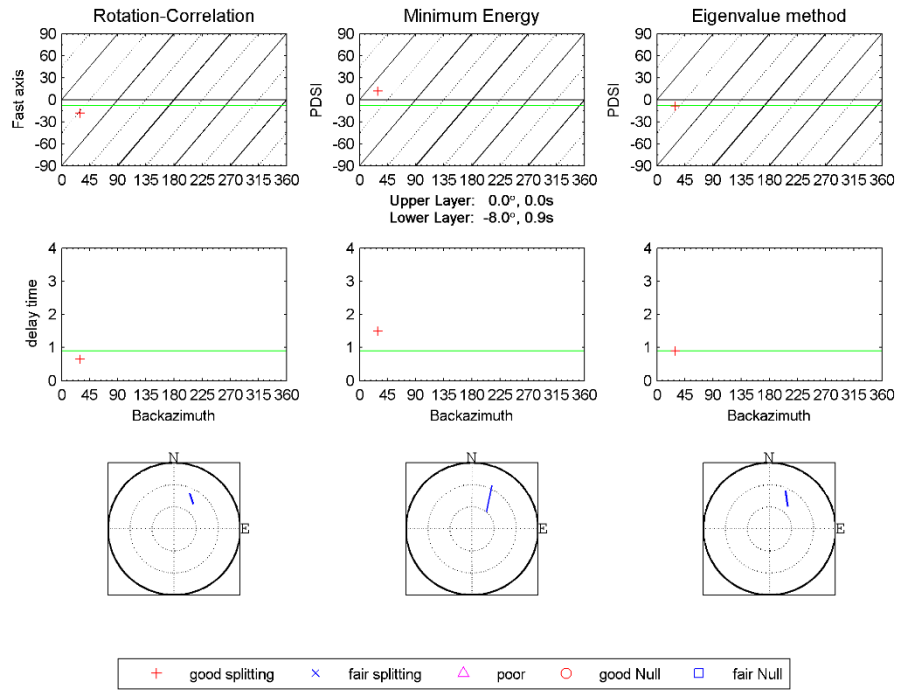
LAMPIRAN 4: HASIL PERMODELAN STEREO PLOT

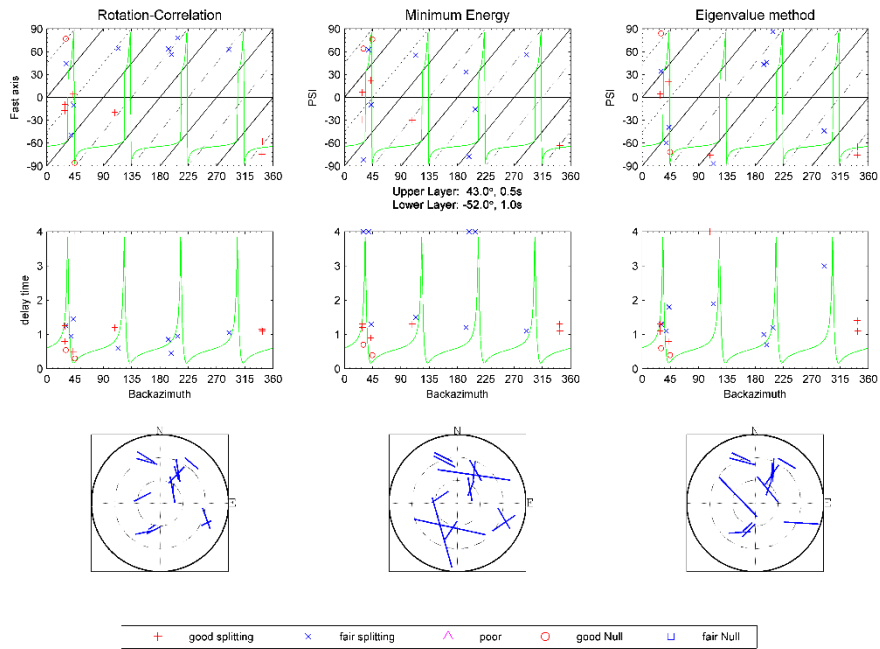
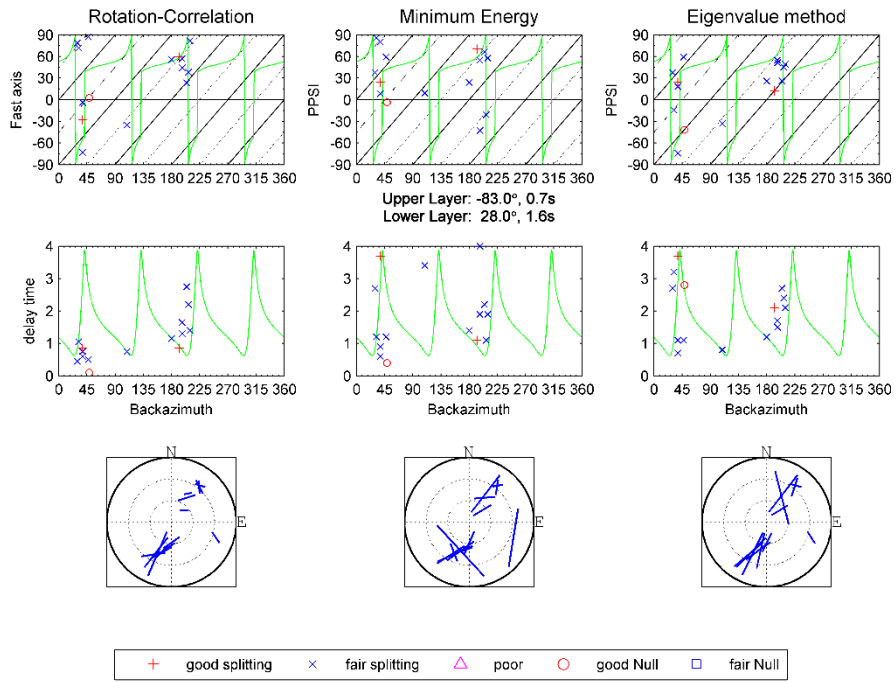


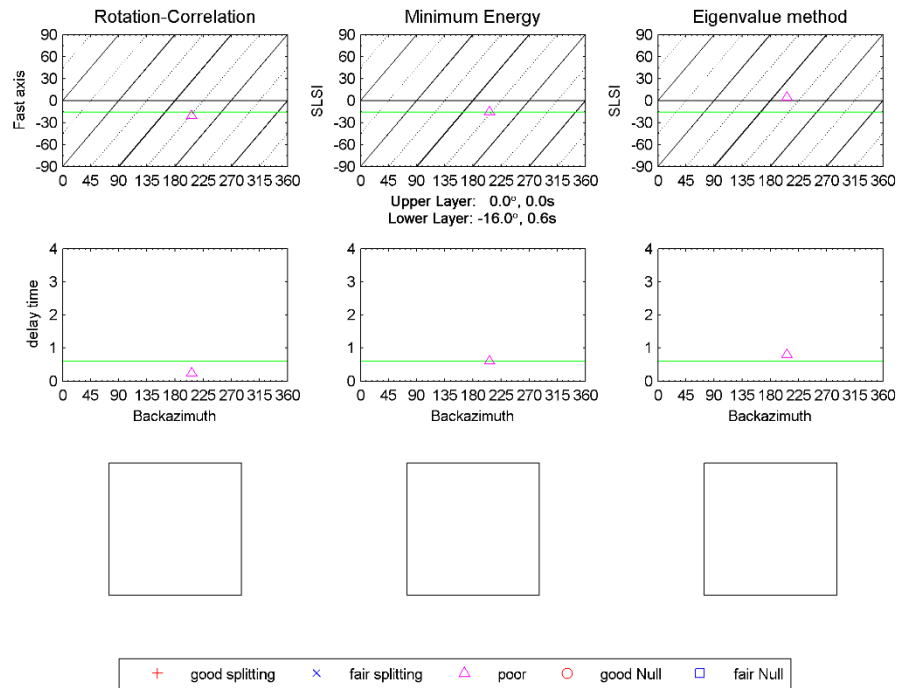
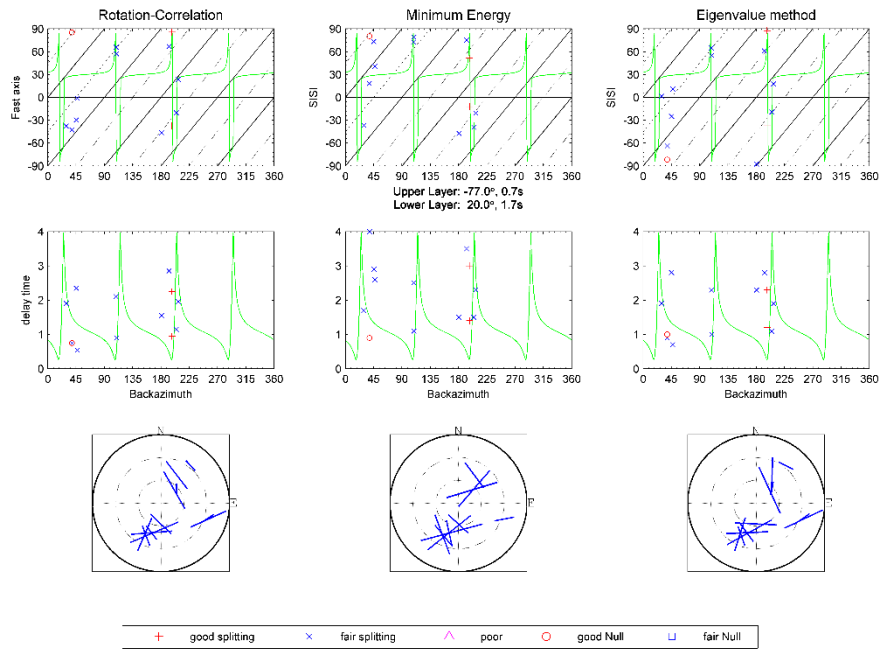


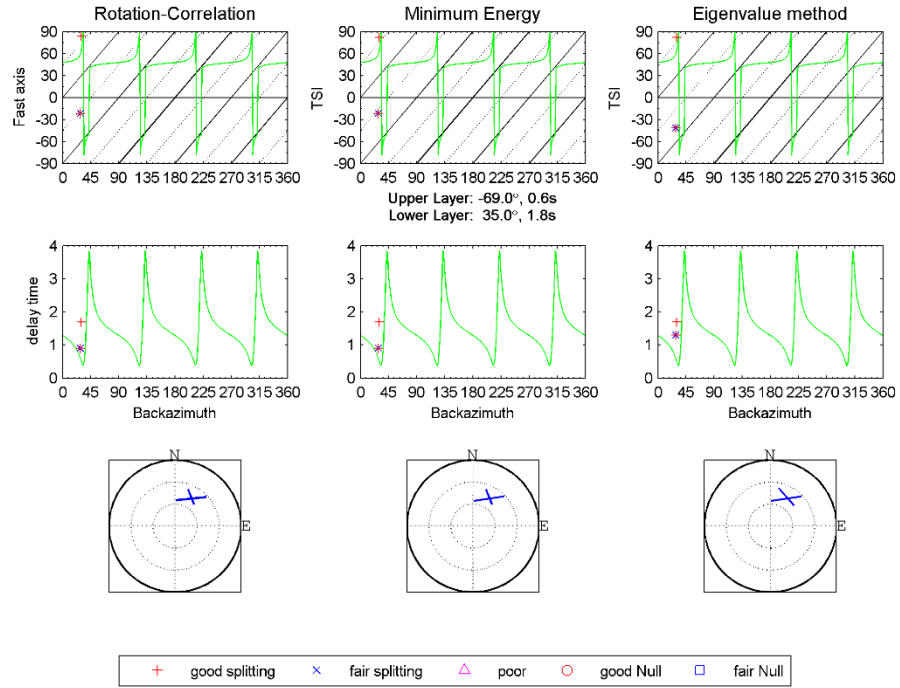
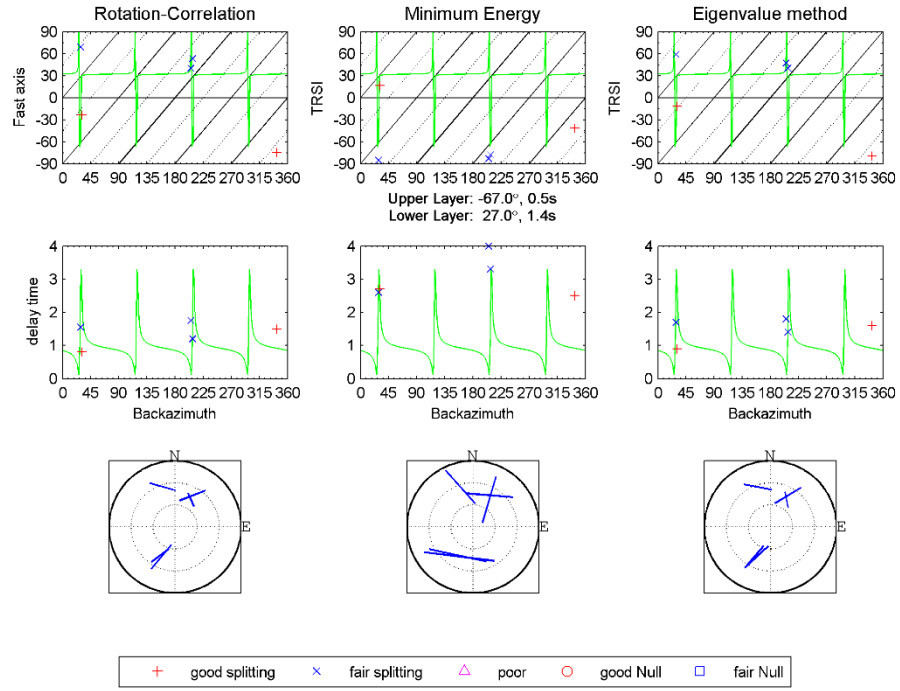


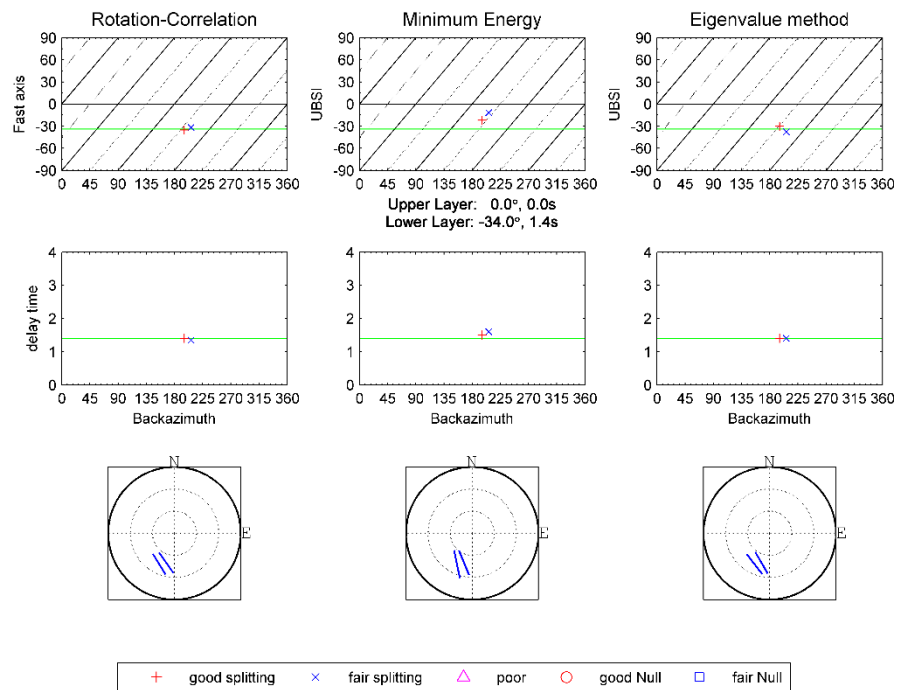












LAMPIRAN 5: TABEL HASIL PERHITUNGAN *SHEAR-WAVE SPLITTING*

Tanggal	Stasiun	Fase	<i>Back Azimuth</i>	Inklinasi	phi_RC	dt_RC	phi_SC	dt_SC	phi_EV	dt_EV	Kualitas	Null
2012.015	BLSI	SKS	189.64	6.94	-41.36	1.55	-22	1.9	-48.4	1.6	good	No
2013.321	BLSI	SKS	194.58	7.1	55.58	0.35	75	0.7	48.6	0.8	fair	No
2013.320	BLSI	SKS	194.28	7.08	-23.72	1.1	-48	1.5	-19.7	1.2	fair	No
2013.297	BLSI	SKS	208.19	8.61	-8.81	1.6	-42	2.8	-41.8	2.8	fair	No
2013.196	BLSI	SKS	202.44	8.05	-26.56	1.1	-36	1.7	8.4	2.8	fair	No
2012.103	BLSI	SKS	52.76	4.29	-1.24	2.6	7	2.6	-13.2	2.7	fair	No
2012.349	BLSI	SKS	52.89	4.89	-59.11	4	-13	2.4	-59.1	4	poor	No
2012.317	BLSI	SKS	30.98	7.69	-45.02	0	-71	4	1	2.4	poor	No
2012.302	BLSI	SKS	33.99	6.78	-44.01	0	-76	4	-88	0.9	poor	No
2012.270	BLSI	SKS	37.27	11.03	68.27	2.5	-81	3.2	-66.7	4	poor	No
2012.243	BLSI	SKS	342.9	8.11	-87.1	1	-33	4	60.9	2.8	poor	No
2012.139	BLSI	SKS	175.02	5.03	32.02	4	27	4	39	4	poor	No
2013.207	BLSI	SKS	205.23	7.87	72.23	0.65	47	1	81.2	0.7	good	Yes
2012.085	BLSI	SKS	183.17	4.06	53.17	0.25	9	2.2	69.2	0.5	good	Yes
2013.303	BLSI	SKS	181.7	4.06	-39.3	0.65	-28	0.8	-44.3	0.7	good	Yes
2013.166	BLSI	SKS	305.29	11.18	80.29	0.95	-5	4	-40.7	2.9	poor	Yes
2013.005	BLSI	SKS	31.79	7.04	-7.21	0.1	-54	4	35.8	3	poor	Yes
2012.243	EGSI	SKS	342.54	8.22	-15.46	2.6	-57	3.1	-17.5	2.8	fair	No
2012.302	EGSI	SKS	32.89	6.55	-8.11	0.75	5	0.9	0.9	0.8	fair	o
2012.317	EGSI	SKS	30.48	7.49	85.48	0.45	46	1.8	50.5	1.7	fair	No
2012.302	EGSI	SKS	33.16	6.59	-19.84	0.7	-25	0.7	-62.8	3.2	fair	No

2012.349	EGSI	SKS	51.53	4.68	-67.47	2.3	-70	2.3	-58.5	2.7	fair	No
2013.196	EGSI	SKS	203.34	8.21	76.34	1.15	51	1.6	67.3	1.3	fair	No
2013.005	EGSI	SKS	31.05	6.86	-17.95	0.55	-1	0.6	-36.9	0.7	fair	Yes
2013.005	JMBI	SKS	30.69	7.35	-11.31	1.25	-13	1.2	-13.3	1.2	good	No
2013.005	KASI	SKS	31.65	6.97	1.65	1.15	-44	4	-4.4	1.2	fair	No
2012.085	KASI	SKS	184.1	4.07	59.1	1.35	32	1.7	62.1	1.4	fair	No
2012.349	KASI	SKS	52.68	4.84	12.68	0.4	-31	2.5	-5.3	0.5	good	Yes
2012.119	KCSI	SKS	108.8	10.4	-31.2	1.8	65	4	-25.2	1.8	good	No
2012.015	KCSI	SKS	194.18	6.09	24.18	1.05	82	4	24.2	1.4	poor	No
2012.103	KRJI	SKS	47.65	4.21	24.65	2.2	0	2.2	9.6	2.2	fair	o
2012.243	KRJI	SKS	342.63	8.74	-50.37	2	-71	1.6	-65.4	2.2	fair	No
2012.302	KRJI	SKS	31.86	6.84	-6.14	1.05	-12	1.1	1.9	1.2	fair	o
2012.317	KRJI	SKS	29.85	7.82	-17.15	0.7	6	0.9	-18.2	0.6	fair	No
2013.207	KRJI	SKS	206.8	7.7	74.8	0.8	-75	2.3	-83.2	1.5	poor	No
2012.270	KSI	SKS	37.7	10.96	65.7	1.1	-66	3.8	67.7	1.2	fair	No
2012.119	LASI	SKS	108.83	10.38	70.83	0.7	31	2.7	48.8	1.1	fair	No
2012.317	LASI	SKS	28.32	8.39	76.32	1.05	-16	4	74.3	1.1	fair	No

2013.297	LHSI	SKS	208.72	8.53	88.72	1.25	55	2	88.7	1.2	fair	No
2012.085	LWLI	SKS	184.69	4.05	57.69	1	17	3.4	54.7	1	fair	No
2013.321	LWLI	SKS	195.15	7.09	76.15	1.15	27	4	77.2	1.1	fair	No
2012.015	MASI	SKS	191.29	6.74	-42.71	0.55	-37	0.7	-62.7	1.1	good	No
2012.243	MASI	SKS	342.67	8.55	-43.33	1.4	-85	2.9	-25.3	1.7	fair	No
2012.270	MASI	SKS	37.76	11.01	50.76	1.45	-74	4	57.8	1.5	fair	No
2013.005	MASI	SKS	30.59	7.08	-15.41	1.65	-13	1.7	-11.4	1.7	fair	No
2013.207	MDSI	SKS	205.68	7.83	-31.32	0.75	4	1.4	-42.3	1.1	fair	No
2012.302	MDSI	SKS	33.49	6.79	-16.51	0.85	3	1.1	-32.5	1.1	fair	Yes
2012.119	MLSI	SKS	108.71	10.13	-61.29	0.9	-7	4	-63.3	1.1	fair	No
2013.320	MLSI	SKS	199.45	6.29	31.45	0.8	89	4	41.5	0.9	fair	No
2013.321	MLSI	SKS	199.72	6.31	28.72	1.1	90	4	51.7	1.4	fair	No
2013.327	MLSI	SKS	107.3	10.35	1.3	0.8	73	4	11.3	0.9	fair	No
2012.317	MLSI	SKS	27.93	8.26	-51.07	0.5	6	4	-46.1	0.6	fair	Yes
2012.119	PBSI	SKS	108.7	10.71	65.7	0.65	31	2.7	76.7	1	fair	No
2012.270	PBSI	SKS	38.22	11.01	83.22	1.65	-72	3.4	78.2	1.8	fair	No
2012.349	PBSI	SKS	45.59	4.71	-83.41	1.1	64	2.7	63.6	2.7	good	No
2013.297	PBSI	SKS	210.09	8.42	60.09	1.95	54	2.3	54.1	2.3	good	No
2013.320	PBSI	SKS	197.99	6.69	-52.01	2.6	-28	2.6	-40	2.7	fair	No

2012.015	PBSI	SKS	193.49	6.47	22.49	2.3	69	4	65.5	4	good	No
2012.103	PBSI	SKS	43.6	4.13	28.6	3.8	22	3.3	33.6	4	fair	No
2013.247	PBSI	SKS	38.37	10.56	-88.63	2.6	-86	2.9	-87.6	2.9	poor	No
2013.306	PBSI	SKS	109.17	10.39	77.17	0.5	31	3.3	41.2	2	poor	No
2012.302	PBSI	SKS	30.62	6.86	83.62	2.3	87	2.9	88.6	2.9	fair	No
2012.243	PBSI	SKS	342.38	9.2	32.38	0.6	-12	2.3	40.4	0.5	poor	Yes
2012.302	PBSI	SKS	30.33	6.85	-8.67	0.9	-14	1	-5.7	1.1	fair	Yes
2012.317	PDSI	SKS	29.49	7.89	-18.51	0.65	11	1.5	-8.5	0.9	good	No
2012.119	PPI	SKS	108.71	11.12	80.71	1.75	67	1.7	30.7	2.7	fair	No
2012.317	PPI	SKS	29.42	7.93	-18.58	1.95	-17	2	-16.6	2	fair	No
2012.349	PPI	SKS	47.16	4.86	-2.84	0.95	17	1.3	9.2	1.1	fair	o
2012.243	PPI	SKS	342.58	9.04	86.58	0	-31	4	42.6	1.3	poor	No
2012.302	PPI	SKS	31.16	6.96	-17.84	0.2	13	1.4	15.2	1.7	good	Yes
2012.302	PPI	SKS	31.44	6.97	-78.56	0.9	41	4	43.4	4	poor	Yes
2012.015	PPSI	SKS	192.39	6.76	59.39	0.85	70	1.1	12.4	2.1	good	No
2012.139	PPSI	SKS	179.84	4.72	55.84	1.15	24	1.4	25.8	1.2	fair	No
2012.270	PPSI	SKS	38	10.79	-73	0.6	80	0.6	-74	0.7	fair	No
2012.302	PPSI	SKS	31.82	6.7	71.82	1.05	86	1.2	-14.2	3.2	fair	No
2013.242	PPSI	SKS	38.2	10.43	-27.8	0.85	24	3.7	24.2	3.7	good	No
2013.247	PPSI	SKS	38.26	10.36	-3.74	0.75	8	0.9	18.3	1.1	fair	No
2013.297	PPSI	SKS	209.54	8.64	81.54	1.4	58	1.9	49.5	2.1	fair	No
2013.306	PPSI	SKS	109.05	10.88	-34.95	0.75	9	3.4	-32.9	0.8	fair	No

2012.317	PPSI	SKS	29.65	7.63	78.65	0.45	38	2.7	37.6	2.7	fair	No
2013.196	PPSI	SKS	204.22	8.01	23.22	2.75	66	2.2	26.2	2.7	fair	No
2013.207	PPSI	SKS	207.14	7.87	38.14	2.2	-21	1.1	45.1	2.4	fair	No
2013.320	PPSI	SKS	196.9	6.96	56.9	1.65	55	1.9	54.9	1.7	fair	No
2013.321	PPSI	SKS	197.18	6.97	44.18	1.3	-43	4	51.2	1.5	fair	No
2012.103	PPSI	SKS	47.17	4.07	87.17	0.5	59	1.2	59.2	1.1	fair	No
2012.243	PPSI	SKS	342.44	8.7	27.44	0.2	-6	0.6	-5.6	0.6	poor	Yes
2012.349	PPSI	SKS	48.48	4.68	2.48	0.1	-4	0.4	-41.5	2.8	good	Yes
2012.243	PSI	SKS	342.51	9.58	-74.49	1.15	-63	1.3	-75.5	1.4	good	No
2012.317	PSI	SKS	28.72	8.22	-9.28	1.25	-29	1.3	2.7	1.3	good	o
2013.131	PSI	SKS	108.16	10.7	-19.84	1.2	-30	1.3	-75.8	4	good	No
2013.143	PSI	SKS	113.35	11.06	64.35	0.6	55	1.5	-86.6	1.9	fair	No
2013.175	PSI	SKS	289.91	4.07	62.91	1.05	56	1.1	-44.1	3	fair	No
2013.242	PSI	SKS	38.42	11.13	-49.58	0.95	62	4	-59.6	1.1	fair	No
2013.247	PSI	SKS	38.45	11.09	-72.55	3.4	-88	2.5	-31.5	4	poor	No
2013.273	PSI	SKS	121.31	11.14	44.31	0	-57	4	5.3	3.9	poor	o
2013.292	PSI	SKS	42.66	4.05	-10.34	1.45	-9	1.3	-39.3	1.8	fair	No
2013.306	PSI	SKS	109.22	10.33	-71.78	3.55	69	4	-56.8	3.3	poor	No
2013.321	PSI	SKS	198.4	6.41	76.4	0.95	32	3.1	32.4	3.1	poor	No
2013.327	PSI	SKS	107.41	10.9	43.41	1.6	89	3.7	83.4	3.3	poor	No
2013.329	PSI	SKS	198.3	5.52	56.3	0.45	-78	4	46.3	0.7	fair	No
2012.015	PSI	SKS	193.52	6.17	63.52	0.85	34	1.2	43.5	1	fair	No
2012.103	PSI	SKS	42.11	4.38	4.11	0.5	22	0.9	20.1	0.8	good	No
2012.119	PSI	SKS	108.85	10.66	35.85	1.05	-81	4	16.8	1.4	poor	No

2012.139	PSI	SKS	180.97	4.22	-40.03	2.2	41	4	3	4	poor	o
2012.145	PSI	SKS	342.98	10.54	-58.02	1.1	-63	1.1	-65	1.1	good	No
2013.005	PSI	SKS	28.61	7.53	-18.39	0.8	7	1.2	4.6	1.1	good	o
2013.005	PSI	SKS	28.61	7.53	-17.39	0.8	7	1.2	4.6	1.1	good	o
2013.196	PSI	SKS	205.16	7.4	-77.84	1.1	49	2.8	29.2	3.9	poor	No
2013.207	PSI	SKS	208.2	7.3	78.2	0.95	-16	4	86.2	1.2	fair	No
2013.297	PSI	SKS	210.29	8.03	-40.71	0.75	14	4	-77.7	3.5	poor	No
2012.302	PSI	SKS	30.03	7.17	77.03	0.55	64	0.7	84	0.6	good	Yes
2012.349	PSI	SKS	44.3	4.95	-85.7	0.3	76	0.4	-71.7	0.4	good	Yes
2013.140	PSI	SKS	180.35	4.22	-44.65	0.55	-56	0.9	-61.7	1	poor	Yes
2013.320	PSI	SKS	198.12	6.39	-16.88	0.3	-64	4	-59.9	4	poor	Yes
2012.302	RPSI	SKS	30.46	7.16	-7.54	1.35	-28	1.6	-19.5	1.5	fair	No
2013.196	RPSI	SKS	204.84	7.43	-25.16	0.75	-1	1.5	-43.2	1.5	fair	No
2012.349	SDSI	SKS	48.05	4.88	-21.95	1	78	4	-15.9	1.2	fair	No
2012.015	SISI	SKS	192.97	6.58	66.97	2.85	75	3.5	61	2.8	fair	No
2012.103	SISI	SKS	45.27	4.1	-29.73	2.35	73	2.9	-24.7	2.8	fair	No
2012.119	SISI	SKS	108.63	10.95	65.63	2.1	73	2.5	64.6	2.3	fair	No
2013.196	SISI	SKS	204.61	7.88	-20.39	1.15	-39	1.5	-19.4	1.1	fair	No
2013.207	SISI	SKS	207.57	7.76	23.57	1.95	-20	2.3	17.6	1.9	fair	No
2013.247	SISI	SKS	38.32	10.47	-42.68	0.75	18	4	-63.7	0.9	fair	No
2013.306	SISI	SKS	109.14	10.62	57.14	0.9	79	1.1	55.1	1	fair	No
2013.320	SISI	SKS	197.48	6.8	85.48	2.25	51	3	87.5	2.3	good	No

2013.321	SISI	SKS	197.75	6.83	-37.25	0.95	-12	1.4	-36.2	1.2	good	No
2012.139	SISI	SKS	180.74	4.58	-46.26	1.55	-47	1.5	-87.3	2.3	fair	No
2012.349	SISI	SKS	46.95	4.7	-1.05	0.55	41	2.6	10.9	0.7	fair	No
2013.005	SISI	SKS	29.33	7.08	-37.67	1.9	-37	1.7	1.3	1.9	fair	o
2013.297	SISI	SKS	209.83	8.53	-37.17	1.5	-8	1.5	11.8	2	poor	No
2013.242	SISI	SKS	38.27	10.55	85.27	0.75	80	0.9	-81.7	1	good	Yes
2013.131	SISI	SKS	107.92	10.98	70.92	0	-66	4	29.9	2.7	poor	Yes
2013.207	SLSI	SKS	206.43	7.66	-20.57	0.25	-16	0.6	4.4	0.8	good	Yes
2012.349	SNSI	SKS	42.71	4.75	73.71	1.05	-65	4	68.7	1.6	fair	No
2013.196	SNSI	SKS	205.74	7.58	61.74	1.7	-84	4	59.7	1.7	fair	No
2013.196	SNSI	SKS	205.74	7.58	53.74	1.6	-84	4	59.7	1.7	good	No
2013.327	SNSI	SKS	107.24	10.44	18.24	1.85	83	2.9	3.2	2.4	good	No
2012.270	SNSI	SKS	38.42	11.13	72.42	1.15	-74	4	68.4	1.5	fair	No
2012.302	SNSI	SKS	29.4	7.01	31.4	2.2	85	4	45.4	2.7	fair	No
2013.005	SNSI	SKS	27.79	7.34	49.79	1.3	-82	4	79.8	2.7	poor	No
2013.207	SNSI	SKS	208.8	7.49	-81.2	1.35	35	3.8	34.8	3.8	poor	No
2013.247	SNSI	SKS	38.45	10.7	-31.55	2.25	68	4	-9.6	2.5	poor	No
2013.273	SNSI	SKS	121.09	10.74	43.09	0.75	-75	4	27.1	1.1	poor	No
2013.297	SNSI	SKS	210.65	8.26	19.65	1.9	-27	2.6	16.6	1.9	fair	No
2013.306	SNSI	SKS	109.12	9.9	59.12	0.9	47	1.2	17.1	3.7	fair	No
2013.320	SNSI	SKS	199.17	6.48	55.17	1.25	87	2.2	73.2	1.6	poor	No
2013.321	SNSI	SKS	199.44	6.52	-16.56	1.35	71	4	-60.6	4	poor	No
2012.015	SNSI	SKS	194.72	6.25	53.72	2.1	67	2.8	8.7	4	poor	No

2012.243	SNSI	SKS	342.25	9.7	34.25	0.95	0	2.2	76.2	2.7	poor	No
2012.317	SNSI	SKS	28.11	8.01	-82.89	3.65	60	4	-73.9	3.7	poor	No
2012.015	TPTI	SKS	194.43	6.14	67.43	1.4	72	1	56.4	1.5	fair	No
2012.243	TPTI	SKS	342.34	9.78	-61.66	1.65	-56	1.4	-43.7	2.1	good	No
2013.143	TPTI	SKS	113.25	10.67	45.25	2.4	57	2.3	53.3	2.7	fair	No
2013.196	TPTI	SKS	205.66	7.44	69.66	0.85	60	0.4	53.7	1.3	fair	No
2013.273	TPTI	SKS	121.19	10.81	-1.81	1.65	-31	1.7	-16.8	1.9	fair	No
2013.321	TPTI	SKS	199.23	6.41	67.23	1.1	63	0.6	77.2	1.2	fair	No
2013.327	TPTI	SKS	107.32	10.55	57.32	1.15	79	0.8	73.3	1.3	fair	No
2013.005	TPTI	SKS	27.95	7.48	69.95	0.25	44	0.3	-64.1	2	fair	Yes
2012.243	TRSI	SKS	342.5	9.5	-74.5	1.5	-41	1.4	-79.5	1.6	good	No
2012.302	TRSI	SKS	30.45	7.15	-23.55	0.8	16	1.2	-11.6	0.9	good	No
2012.317	TRSI	SKS	28.8	8.17	68.8	1.55	-85	1.8	58.8	1.7	fair	No
2013.196	TRSI	SKS	205.06	7.48	40.06	1.75	-83	1.3	47.1	1.8	fair	No
2013.207	TRSI	SKS	208.09	7.37	53.09	1.2	-78	1.3	40.1	1.4	fair	No
2012.302	TSI	SKS	29.75	7.24	83.75	1.7	82	1.5	81.7	1.7	good	No
2013.005	TSI	SKS	28.37	7.59	-21.63	0.9	-22	0.7	-41.6	1.3	good	No
2013.207	UBSI	SKS	206.36	7.85	-31.64	1.35	-12	0.9	-37.6	1.4	fair	No
2013.320	UBSI	SKS	195.8	6.97	-35.2	1.4	-22	1.3	-30.2	1.4	good	No

BIOGRAFI PENULIS



Penulis merupakan anak kedua dari dua bersaudara dari pernikahan Bapak Rawi Sunarko dan Ibu Suniti. Pada 7 Februari 1991 penulis dilahirkan dengan nama Arya Dwi Candra di kabupaten Blora, Provinsi Jawa Tengah. Penulis mengenyam pendidikan dasar di SDN Sendangrejo 1 pada tahun 1996-2002, kemudian pendidikan menengah pertama di SMP N 1 Bogorejo pada tahun 2002-2005, sedangkan pendidikan menengah atas diselesaikan di SMA N 1 Blora pada tahun 2005-2008. Kemudian penulis melanjutkan pendidikan tingkat perguruan tinggi di Universitas Negeri Semarang (UNNES) di Jurusan Fisika pada tahun 2008-2012. Setelah lulus, penulis berkesempatan untuk melanjutkan pendidikan pascasarjana dengan bantuan Beasiswa Pendidikan Pascasarjana Dalam Negeri (BPPDN) DIKTI di Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya di Jurusan Fisika dengan memilih bidang keahlian Geofisika pada semester ganjil tahun 2013.

Bidang penelitian penulis adalah geofisika, khususnya terkait seismologi dan geofisika komputasi. Selama menjalani studi di jurusan Fisika ITS, penulis berkesempatan untuk mengikuti *Simposium Nasional Inovasi dan Pembelajaran Sains* (SNIPS 2015) di ITB Bandung dan seminar internasional *2014 International Conference on Smart Instrumentations, Measurement and Applications* (ICSIMA 2014) dari IEEE yang bertempat di Kuala Lumpur, Malaysia. Penulis juga berkesempatan untuk mempublikasikan hasil penelitian di *Jurnal Fisika dan Aplikasinya* (JFA) ITS. Selain aktif di dunia pendidikan, penulis juga menggemari sepak bola, musik dan *travelling*.

Bagi para pembaca yang tertarik dengan topik penelitian penulis, bisa menghubungi email berikut:

aryadcandra@gmail.com atau arya13@mhs.physics.its.ac.id